



**Universidade de
Aveiro
2008**

Departamento de Física

Pedro Daniel Melo da Costa

Dinâmica e Variabilidade do vapor de água na Península Ibérica



**Universidade de
Aveiro
2008**

Departamento de Física

Pedro Daniel Melo da Costa

Dinâmica e Variabilidade do vapor de água na Península Ibérica

Dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia e Oceanografia Física, realizada sob a orientação científica da Doutora Maria de los Dolores Josefa Manso Orgaz, Professora Associada do Departamento de Física da Universidade de Aveiro e co-orientação do Doutor Manuel Augusto Marques da Silva, Professor Catedrático do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro.

Aos meus pais, avós e irmão

o júri

presidente

Prof. Dr. José Fortes do Nascimento Lopes
professor auxiliar da Universidade de Aveiro

Prof. Dr. Manuel Augusto Marques da Silva
professor catedrático da Universidade de Aveiro

Prof. Dr. Liliana do Carmo S. F. A. Caramelo
professora auxiliar da Universidade de Trás-Os-Montes e Alto Douro

Prof. Dr. Maria de los Dolores Josefa Manso Orgaz
professora associada da Universidade de Aveiro

agradecimentos

À Professora Maria de los Dolores Manso Orgaz por todo o apoio ao longo deste ano, pela oportunidade de realizar este estudo e pela confiança que depositou em mim.

Ao Professor Manuel Augusto Marques da Silva pelo seu acompanhamento e orientação ao longo da dissertação.

A todos os colegas que me acompanharam ao longo do Mestrado, pela descontração e entreajuda, e em especial aos colegas do laboratório pelo ótimo ambiente de trabalho.

palavras-chave

Península Ibérica, Precipitação, Evapotranspiração, Ciclo Hidrológico, Variabilidade, Índices Teleconectivos, Análise Componentes Principais, Funções Empíricas Ortogonais

resumo

O papel da atmosfera no Ciclo Hidrológico é fundamental. É na atmosfera que ocorrem os movimentos verticais que, com o arrefecimento adiabático, levam à condensação e à formação de nuvens. E as nuvens são as “células” geradoras da precipitação que inicia o ramo terrestre do ciclo da água. É, também, na atmosfera que se realiza o transporte de água, sobretudo na fase vapor, que suscita o importante ramo aéreo do Ciclo Hidrológico. Os propósitos principais desta dissertação foram: descrever a dinâmica do vapor de água na atmosfera, indagar as causas físicas que estão por detrás da variabilidade da divergência do vapor de água e sua ligação com os padrões de circulação atmosférica. Para descrever a dinâmica, considerando uma escala global e regional da Península Ibérica (PI), foi necessário proceder a um estudo do comportamento latitudinal, meridional e vertical de alguns campos meteorológicos, como por exemplo, humidade específica e água precipitável. O campo da divergência é seguramente o mais importante para a conexão dos ramos aéreo e terrestre, pois o valor numérico é equivalente à taxa da diferença entre a evaporação e a precipitação. A variabilidade foi estudada pela análise de Componentes Principais, a qual subdividiu a Península Ibérica em três regiões que descrevem 91% da variância total. De forma semelhante as séries temporais que descrevem a evolução dos padrões espaciais foram correlacionadas com os padrões de circulação. Esta correlação revelou que os padrões NAO, EAWR e WP são os principais factores que influenciam a variabilidade da divergência do vapor de água na Península Ibérica.

keywords

Iberian Peninsula, Precipitation, Evapotranspiration, Hydrological Cycle, Variability, Teleconnection Indices, Principal Component Analysis, Empirical Orthogonal Functions

abstract

Water is the source of all life on earth. The distribution of water, however, is quite varied; many locations have plenty of it while others have very little. Water exists on earth as a solid, liquid or gas. Oceans, rivers, clouds, and rain, all of which contain water, are in a frequent state of change. However, the total amount of the earth's water does not change. The circulation and conservation of earth's water is called the Hydrologic Cycle. The Hydrologic Cycle has two major branches: the terrestrial and the atmospheric branches. The terrestrial branch consists of the inflow, outflow, and the storage of water in its various forms on and in the continents and in oceans, while the atmospheric branch consists of the atmospheric transports of water. The main purposes on this thesis are: to describe the dynamics of water vapor in the atmosphere and to understand the physical causes behind the variability of divergence of water vapor and its connection with the circulation patterns. The importance of the divergence field of water vapor in the atmosphere depends on its relationship with the mean difference of evaporation and precipitation. The spatial variability of the water vapor divergence was examined using principal component analysis. The divergence fields are well represented by the first three principal components, which describe 91% of the total variance. The relationship between the three leading PCs and circulation patterns was also investigated. The PC1 is related to East Atlantic/West Russia Pattern (EAWR). The PC2 is related to West Pacific Pattern (WP) and to the North Atlantic Oscillation (NAO), while the PC3 depends mainly on West Pacific Pattern (WP) influences.

Índice Geral

1.	Introdução	1
1.1	Motivação e Contexto	1
1.2	Objectivos	2
1.3	Organização e Estrutura da dissertação	2
1.4	Dados e Metodologia	2
1.5	Estado de Arte	3
2.	Ciclo Hidrológico	5
2.1	Introdução	5
2.2	Interpretação Física e Matemática	5
2.3	Equação clássica da Hidrologia	6
2.4	A equação de balanço da água na atmosfera	7
2.5	Importância da dinâmica do vapor na atmosfera	9
2.6	Modos de transporte de água na atmosfera	11
2.7	Evapotranspiração potencial à superfície (Equação de Thornthwaite)	12
3.	Análise dos campos médios de vapor de água da atmosfera	15
3.1	O vapor de água na atmosfera	15
3.2	Água precipitável e humidade específica	15
3.3	Fluxo de vapor de água na atmosfera	19
3.4	Divergência	23
4.	Dinâmica do vapor de água na Península Ibérica	25
4.1	Vapor de água na atmosfera	25
4.2	Transporte de vapor de água	29
4.3	Divergência do vapor de água	31
5.	Variabilidade da divergência do vapor de água	33
5.1	Variabilidade espacial da divergência do vapor de água	33
5.2	Os índices teleconectivos	35
5.3	Interpretação dos modos temporais e espaciais	36
6.	Conclusões	41
7.	Bibliografia	43

Índice de Figuras

3.2.1	Quantidade de água precipitável para os períodos anual (a), Inverno (b) e Verão (c), em kg/m^2	17
3.2.2	Médias zonais da água precipitável $[\bar{W}]$ para os três períodos considerados, a preto o período anual, com linha vermelha os meses de Inverno e a azul os meses de Verão, em kg/m^2	18
3.2.3	Humidade específica $[\bar{q}]$ em g/kg para os períodos anual (a), meses de Inverno (b) e Verão (c). O intervalo entre as isolinhas é de 2 g/kg	19
3.3.1	Campo do transporte de vapor de água, \bar{Q} para o período anual (a). A seta no canto inferior direito corresponde a um transporte de intensidade 150 kg/m/s	20
3.3.2	Campo do transporte de vapor de água, \bar{Q} para os meses de Inverno (b) e Verão (c). A seta no canto inferior direito corresponde a um transporte de intensidade 150 kg/m/s ...	21
3.3.3	Médias zonais de $[\bar{Q}_\lambda]$ para os períodos considerados, em kg/m/s . Período anual a preto, meses de Inverno a vermelho e os meses de Verão a azul	21
3.3.4	Médias zonais de transporte meridional $[\bar{Q}_\varphi]$, em kg/m/s , período anual a preto, meses de Inverno a vermelho e meses de Verão a azul	22
3.4.1	Campo da divergência média (linhas a cheio) que corresponde a fontes de humidade. Campo da convergência média (linhas a tracejado) corresponde a sumidouros de vapor de água. Os valores nas isolinhas indicam a quantidade de água na forma líquida, em centímetros por ano. (Figura de Peixoto, 1979)	24
4.1.1	Distribuição da humidade específica na superfície para a média anual (a), diferença entre os meses de Inverno e Verão (b) e média vertical da humidade específica (c) em g/kg	26
4.1.2	Distribuição da humidade relativa aos 850 mb em %	27
4.1.3	Média zonal da humidade específica para as condições médias de Inverno (a) e Verão (b) em g/kg	28
4.1.4	Média zonal de variabilidade temporal (a) e variabilidade espacial (b) da humidade e específica para as condições média anuais, em g/kg	28
4.2.1	Distribuição da média vertical e anual do transporte de vapor de água na direcção zonal (a) e na direcção meridional (b), em m/s g/kg	29
4.2.2	Transporte zonal (a) e meridional (b) de humidade específica (média anual) em m/s g/kg	30
4.2.3	Distribuição da média anual do transporte vertical de vapor de água ao nível de pressão 850 mb, em m/s g/kg	31

4.3.1	Distribuição horizontal da divergência do transporte de vapor de água para as condições médias anuais, em $\text{kg/m}^2/\text{s}$	31
4.3.2	Distribuição horizontal da divergência do transporte de vapor de água, média para os meses de Inverno (a) e meses de Verão (b), em $\text{kg/m}^2/\text{s}$	32
5.1.1	Funções Ortogonais Empíricas da divergência mensal do vapor de água: (a) EOF1; (b) EOF2 (c) EOF3	34
5.2.1	Variabilidade anual da média trimestral do padrão teleconectivo EA/WR e coeficiente temporal PC1	37
5.2.2	Variabilidade anual da média trimestral do padrão teleconectivo WP, NAO e coeficiente temporal PC2	37
5.2.3	Variabilidade anual da média trimestral do padrão teleconectivo WP e coeficiente temporal PC3	38

Índice de Tabelas

I	Valores Próprios, Percentagem Variância Total, Valores Próprios Total Acumulada e Percentagem Total Acumulada da divergência do vapor de água obtidos pelo método de análise em Componentes Principais	35
II	Coeficientes de correlação entre PCs da divergência do vapor de água e os índices teleconectivos (médias trimestrais)	36

Índice de Símbolos

q	humidade específica
H	humidade relativa
u	componente zonal do vento
v	componente meridional do vento
\mathcal{E}	circuito fechado (Península Ibérica)
\vec{Q}_t	fluxo total (horizontal) de água nas suas três fases
\vec{Q}_{liq}	fluxo (horizontal) de água na fase líquida
\vec{Q}_{sol}	fluxo (horizontal) de água na fase sólida
\vec{Q}_{vap}	fluxo (horizontal) de água na fase vapor
$\hat{\mathcal{E}}_A$	troço do circuito fechado (atmosfera)
$\hat{\mathcal{E}}_0$	troço do circuito fechado (superfície terrestre)
R	quantidade de água que se escoia à superfície e no subsolo
P	quantidade de água recebida pelo globo por precipitação
N	quantidade de água recebida pelo globo por intersecção de nevoeiro
D	quantidade de água recebida pelo globo por deposição
R_0	quantidade de água que se escoia à superfície
R_u	quantidade de água que se escoia no subsolo
E	evapotranspiração e evaporação
S_s	armazenamento de água superficial
S_g	armazenamento de água no solo
S_u	armazenamento de água no subsolo
A	grandeza conservativa num meio contínuo
ρ_a	massa volúmica de A
\vec{J}_a	intensidade de campo de transporte de A

div	operador divergência
a	valor específico por unidade de massa de A
q_c	quantidade de água condensada por unidade de massa de ar
\vec{J}_q	intensidade de campo de transporte na fase vapor
\vec{J}_{qc}	intensidade de campo de transporte na fase condensada
$\vec{\tilde{J}}_q$	difusão e turbulência do transporte de vapor de água
ρ_v	massa volúmica na fase vapor
ρ	massa volúmica
\vec{c}	velocidade tridimensional
ω	componente vertical do vento
g	aceleração gravítica
D	taxa de difusão vertical por unidade de área
\vec{v}_c	velocidade horizontal do transporte de água na fase condensada
ω_c	componente vertical da velocidade na fase condensada
D_p	taxa de difusão vertical por unidade de área em coordenadas de pressão
W	conteúdo total de vapor de água numa coluna atmosférica de base unitária
Q_λ	transporte zonal de vapor de água por unidade de comprimento
Q_φ	transporte meridional de vapor de água por unidade de comprimento
P	pressão
τ	período temporal
\vec{n}	normal unitária
ℓ_i	índice de calor mensal
T_i	temperatura média mensal
J	índice de calor anual
λ	latitude

φ	longitude
K	factor de ajuste
DJF	Dezembro - Janeiro - Fevereiro
JJA	Junho - Julho - Agosto
NAO	north atlantic oscillation
EA	east atlantic pattern
WP	west pacific pattern
SCAND	scandinavia pattern
ZCIT	zona de convergência intertropical

1 Introdução

1.1 Motivação e Contexto

A Península Ibérica, localizada aproximadamente entre as latitudes 37°N e 45°N e as longitudes de 9.5°W e 5°E, no extremo sudoeste da Europa, situa-se numa zona de transição entre o anticiclone¹ subtropical e a zona das depressões² subpolares, e fortemente influenciada pela proximidade ao oceano Atlântico e mar Mediterrâneo. Estas latitudes são um cinturão propenso a variações frequentes na direcção do vento, resultando numa rápida mutação das condições do tempo. Por sua vez o factor longitude provoca que a costa oeste peninsular, a mais ocidental da Europa, seja a primeira a sofrer a influência das perturbações que se geram ou desenvolvem ao atravessar o Atlântico norte. Outros factores, como os fisiográficos, determinam que, na generalidade, a intensidade e a duração com que os fenómenos atingem as regiões do interior sejam diferentes, se comparadas com as zonas litorais. Durante o Inverno, a Península Ibérica é influenciada por massas de ar frias e húmidas, superfícies frontais³ vindas de noroeste e por massas de ar frias e secas vindas da Sibéria que se aproximam por nordeste. Regra geral durante o Verão as influências são massas de ar quentes e secas vindas do norte de África e das massas de ar quentes e húmidas transportadas de sudoeste pelo anticiclone dos Açores. O conteúdo de vapor de água sobre a Península Ibérica apresenta grandes variações espaciais e temporais: normalmente a quantidade de vapor diminui da periferia para o interior (a diminuição é mais acentuada no “litoral Mediterrâneo”, consequência da grande evaporação nesta região) e em média o mar Mediterrâneo “infiltra” a maior quantidade de vapor de água na Península Ibérica. O vapor de água possui uma distribuição regional pouco distinguível durante o Inverno, contrariamente, aos meses de Verão. O aumento da quantidade de evaporação vinda da superfície e uma maior capacidade da atmosfera o sustentar conduz a um aumento significativo da quantidade do vapor de água na atmosfera. O Ciclo Hidrológico é o processo cíclico e contínuo de transporte de água, interligando a atmosfera, continentes e oceanos. Trata-se de um processo complexo, que tem como fonte a energia do Sol. Como praticamente todo o abastecimento de água doce é resultante da precipitação proveniente da evaporação das águas marítimas, o Ciclo Hidrológico pode ser entendido basicamente como o processo de transferência da água dos

¹ Um anticiclone é uma área de alta pressão na qual o vento se move em espiral para fora; semelhante ao movimento dos ponteiros de um relógio no hemisfério norte e no sentido anti-horário no hemisfério sul.

² Em meteorologia, é outro nome usado para definir uma área de baixa pressão.

³ Entende-se por frente ou superfície frontal a linha de contacto entre duas massas de ar contíguas e que diferem na temperatura e na densidade.

mares para os continentes e seu retorno aos mares. O vapor de água que tem a sua origem na evaporação das águas dos mares é transportado para os continentes pelo movimento de massas de ar.

1.2 Objectivos

Esta dissertação teve como principal objectivo obter uma representação quantitativa e qualitativa da dinâmica responsável pelo transporte de vapor de água na Península Ibérica. Os objectivos específicos foram os seguintes: (a) analisar e representar graficamente os campos médios de vapor de água na atmosfera, (b) estudar a dinâmica do vapor de água sobre a Península Ibérica, ramo aéreo e terrestre. Finalmente, (c) encontrar alguma relação do conteúdo de vapor de água sobre a Península Ibérica com os padrões de circulação na atmosfera de larga escala.

1.3 Organização e Estrutura da dissertação

Numa breve apresentação da estrutura e do conteúdo dos capítulos que constituem este estudo pode dizer-se: o Capítulo 2 começa por definir o Ciclo Hidrológico, seguindo-se a apresentação das equações da dinâmica, de balanço e do transporte de água na atmosfera. No final deste Capítulo 2 é definida a equação de Thornthwaite. No Capítulo 3 é feita uma breve análise dos campos médios de vapor de água da atmosfera à escala global, para o período de 1986 a 2006. O objectivo do Capítulo 4 é, para o mesmo período de tempo, apresentar a dinâmica do vapor de água na Península Ibérica. No Capítulo 5 é aplicado aos dados provenientes do NCEP-NCAR Reanalysis o método de análise em Componentes Principais, de forma a realizar o estudo da variabilidade mensal da divergência do vapor da água na Península Ibérica. Finalmente, a dissertação termina com as conclusões no Capítulo 6.

1.4 Dados e Metodologia

Os dados de base que se utilizaram neste estudo foram dados globais mensais de humidade específica (q), humidade relativa (H), componentes zonal (u) e meridional (v) do vento, no período compreendido entre 1986 a 2006 para oito níveis de pressão. O conhecimento da existência de alterações climáticas, e a possibilidade de comparar os nossos resultados com os

de Peixoto e Oort (1992) e de Tomé (1997), levaram à escolha deste período temporal. A resolução espacial destes dados, obtidos do National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research é de $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$. A partir dos dados globais construíram-se três janelas espaciais (planetária, de 30°N a 50°N e de 24°W a 9°E para os limites da segunda janela e de 35°N a 45°N e de 10°W a 8°E para os limites da terceira janela, centrada na Península Ibérica) para se estudar correctamente a quantidade de vapor de água na atmosfera, o seu transporte e a sua divergência. Com a finalidade de se determinar a evapotranspiração potencial à superfície, foi feito uso da equação de Thornthwaite (2.5.2). Com o propósito de se obter os padrões para o campo da divergência (mensal) do vapor de água foi aplicado o método de análise de Componentes Principais (PCA) (Atchley e Bryant, 1975; von Storch e Zwiers, 1999). Este método permitiu a decomposição em padrões espaciais e em coeficientes temporais. Os padrões espaciais, normalmente chamados de Funções Ortogonais Empíricas permitem a obtenção de uma regionalização, isto é, a identificação de regiões homogêneas com padrões de variabilidade semelhantes. A técnica de PCA é de grande utilidade pois permite a redução da dimensionalidade dos dados, mantendo a coerência das suas variações. Como opção para a obtenção de um padrão estável (von Storch, 1995), independente do domínio utilizado, foi aplicada a rotação ortogonal Varimax (Richman, 1986). Finalmente, tendo em conta que a variabilidade da precipitação e da evaporação (depende da temperatura) se deve a causas físicas que normalmente estão relacionadas com as anomalias das circulações na atmosfera de larga escala, foram considerados os padrões de circulação North Atlantic Oscillation (NAO), East Atlantic Pattern (EA), West Pacific Pattern (WP) e Scandinavia Pattern (SCAND), de forma a analisar a correlação existente entre a divergência do transporte vertical, e as anomalias da circulação de larga escala. Os dados de EA, NAO, EA/WR e SCAND procedem da base de dados do National Weather Service ⁴.

1.5 Estado de Arte

Nas últimas décadas, o interesse da meteorologia pelo comportamento geral da atmosfera tem vindo a aumentar devido à necessidade de se prever, com antecedência, os impactos do clima sobre as actividades humanas. Entender o clima e os seus modos de variação, tem constituído objecto de estudos de investigadores espalhados pelo mundo. Alguns autores têm considerado

⁴ <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/>

o ramo aéreo e terrestre do Ciclo Hidrológico, como por exemplo Peixoto e Oort (1992), que dedicaram um capítulo de um livro exclusivamente para o balanço e transporte do vapor de água ao nível planetário, utilizando dados observados para o período de tempo de 1963 a 1973. Posteriormente, Tomé (1997) na sua tese de doutoramento, desenvolveu um estudo semelhante para a mesma escala planetária, mas para o período de Maio de 1973 a Dezembro de 1989 (200 meses). O estudo do ramo terrestre sobre a Península Ibérica, pela sua dificuldade, tem sido objecto de poucas investigações, mas existem alguns trabalhos publicados onde foi estudada a relação entre a evapotranspiração, a seca e a vegetação da Península Ibérica, como por exemplo: Ramil-Rego et al. (1998) e Miranda et al. (2008). Utilizando sistemas de informação geográfica Barnabé (2006), aplicou ao território espanhol a classificação climática proposta por Thornthwaite. Olhando agora apenas para os trabalhos que utilizaram o método de análise de Componentes Principais, com o objectivo de encontrar uma regionalização da precipitação na Península Ibérica, relacionando os modos de variabilidade com os índices de circulação de baixa frequência, podemos citar: Rodríguez e Puebla et al. (1998 e 1999) que investigaram a variabilidade espacial e temporal da precipitação anual na Península Ibérica. Igualmente, analisaram a relação entre a precipitação anual e os seguintes padrões de circulação: East Atlantic Pattern (EA), North Atlantic Oscillation (NAO), Southern Oscillation Index (SOI) e o Scandinavia Pattern (SCAND). Zorita et al. (1992 e 1995), demonstraram os efeitos da NAO sobre a precipitação da Península Ibérica. Por outro lado, Rodó et al. (1997), demonstraram que no Inverno a maior parte da Península Ibérica está sob a influência da NAO. Rodríguez-Puebla et al. (2001) investigaram igualmente a precipitação durante o Inverno e a sua relação com os índices de circulação. Recentemente, tem-se verificado o interesse de estudar a variabilidade da precipitação numa escala espacial menor. Por exemplo, para o sudoeste de Espanha, numa escala de décadas, Rodrigo et al. (2000) examinaram o relação entre a NAO e a variabilidade da precipitação. Caramelo e Orgaz (2007) investigaram a variabilidade da precipitação na bacia do Douro. A maior parte dos estudos mencionados estão dirigidos para as características da variabilidade da precipitação, enquanto outros para a variabilidade do transporte de humidade, como por exemplo, Agirre et al. (2004) onde é feita uma análise da variabilidade dos transportes verticais de humidade sobre a Península Ibérica.

2 Ciclo Hidrológico

2.1 Introdução

Citando Lencastre e Franco (2003), não se pode considerar um princípio ou um fim para o Ciclo Hidrológico. Na atmosfera acumula-se o vapor de água que, em certas condições meteorológicas favoráveis, dá origem à precipitação: chuva, granizo, neve, orvalho e geada. Parte da precipitação é evaporada durante a queda, voltando à atmosfera. Outra parte é interceptada pelas folhas das plantas e pelos telhados, sendo evaporada e voltando também à atmosfera. A parte mais significativa atinge a superfície da terra. Uma parte da precipitação que atinge a superfície da terra fica retida nela, dando origem à evaporação e ao escoamento superficial, na rede hidrográfica⁵, donde é também evaporada ou atinge o oceano, que constitui a maior fonte de evaporação. Outra parte da precipitação que atinge a superfície da terra dá origem à infiltração, humedecendo o solo, que é também fonte de evaporação, alimentando as plantas através das quais volta à atmosfera por transpiração, ou alimentando os cursos de água ou directamente o oceano, donde será evaporada, fechando-se o ciclo. A energia que permite todo o movimento do Ciclo Hidrológico é a energia solar.

2.2 Interpretação Física e Matemática

O conceito de Ciclo Hidrológico é fundamentalmente uma consequência do princípio geral da conservação da componente água nas suas três fases na terra, podendo ser traduzida numa equação de balanço generalizada para a substância água. Para um circuito fechado $[\varepsilon]$ ⁶ esta equação, segundo Peixoto (1979), traduz-se por:

$$\Delta \oint \vec{Q}_t \cdot d\vec{\varepsilon} = 0 \quad (1)$$

em que \vec{Q}_t é o campo total do transporte do componente água nas suas três fases:

$$\vec{Q}_t = \vec{Q}_{liq} + \vec{Q}_{sol} + \vec{Q}_{vap} \quad (2)$$

O integral curvilíneo ao longo do circuito fechado $[\varepsilon]$ pode decompor-se em dois integrais ao longo dos troços $\hat{\varepsilon}_A$ ⁷ e $\hat{\varepsilon}_0$ ⁸:

⁵ Rede hidrográfica é o nome que se dá ao conjunto formado pelo rio principal e por todos os seus afluentes e subafluentes.

⁶ Península Ibérica

⁷ Atmosfera

⁸ Superfície terrestre

$$\Delta \int_{\vec{\varepsilon} A} \vec{Q}_t \cdot d\vec{\varepsilon} + \Delta \int_{\vec{\varepsilon} 0} \vec{Q}_t \cdot d\vec{\varepsilon} = 0 \quad (3)$$

No troço superior, relativo à atmosfera, ramo aéreo do Ciclo Hidrológico, predomina o transporte na fase gasosa ($\vec{Q}_t \approx \vec{Q}_{vap}$); no troço inferior, ramo terrestre do Ciclo Hidrológico, Hidrosfera e Litosfera, predominam os transportes na fase líquida. E, em menor escala, na fase sólida. Neste caso, o campo de transporte reduz-se ao escoamento clássico ($\vec{Q} = R$) à superfície e subterrâneo. A expressão anterior segundo Peixoto (1979) e Tomé (1997), pode escrever-se:

$$\int_{\vec{\varepsilon} A} \vec{Q}_t \cdot d\vec{\varepsilon} = \int_{\vec{\varepsilon} 0} \vec{Q}_t \cdot d\vec{\varepsilon} \quad (4)$$

isto é, o escoamento aéreo é, exactamente, compensado pelo escoamento terrestre.

2.3 Equação clássica da Hidrologia

A equação de balanço de uma grandeza conservativa pode ser esquematicamente traduzida da seguinte forma:

$$\{\text{O que entra}\} - \{\text{O que sai}\} = \{\text{Variação do armazenamento da grandeza no interior do sistema}\} \quad (5)$$

Basicamente, é este o esquema em que se baseia o estabelecimento quantitativo do balanço hídrico numa dada região do globo, utilizando o ramo terrestre do Ciclo Hidrológico, o que de facto conduz à equação clássica da Hidrologia. Desta forma, segundo Peixoto (1992), para um certo intervalo de tempo, Δt , tem-se:

$$\{P + N + D\} - \{R_0 + R_u + E\} = \Delta \{S_s + S_g + S_u\} \quad (6)$$

na qual os símbolos têm os seguintes significados:

- P , N e D representam, respectivamente, quantidades de água recebidas pelo globo por precipitação, por intersecção de nevoeiro e por deposição.
- ΔS_s , ΔS_g e ΔS_u representam variações das quantidades de água correspondentes, respectivamente, aos armazenamentos superficial, humidade do solo e subterrâneo.

- R_o e R_u representam, respectivamente, a quantidade de água que se escoia à superfície e no subsolo.
- E representa a evaporação e evapotranspiração.

Nos casos mais gerais os elementos mais importantes são a precipitação, P , a variação do armazenamento total da água no solo, ΔS , o escoamento na secção final, R ($R = R_o + R_u$) e a evaporação, E . Então, tem-se:

$$P - E = \Delta S + R \quad (7)$$

Geralmente a equação (7) é usada para grandes períodos de tempo e grandes extensões horizontais, situações em que, na grande maioria dos casos, se pode desprezar ΔS e vem:

$$P = R + E \quad (8)$$

Esta expressão mostra que o escoamento R compensa o excesso de precipitação sobre a evaporação ($R = P - E$).

2.4 A equação de balanço da água na atmosfera

Segundo Peixoto (1982), o esquema anterior (5) quando aplicado a uma grandeza A conservativa num meio contínuo, toma a seguinte forma diferencial:

$$\frac{\partial \rho_a}{\partial t} = \text{div} \vec{J}_a = 0, \quad (9)$$

na qual a representa o valor específico por unidade de massa de A e \vec{J}_a caracteriza a intensidade do campo de transporte de A . No caso da água temos:

$$a = q + q_c,$$

$$\vec{J}_a = \vec{J}_q + \vec{J}_{q_c},$$

em que q é a humidade específica ($q = \rho_v / \rho$) e q_c representa a quantidade de água condensada por unidade de massa de ar. \vec{J}_q e \vec{J}_{q_c} representam, respectivamente, o campo de transporte de água na fase vapor e na fase condensada. Logo, a equação de balanço da água escreve-se:

$$\frac{\partial \rho q}{\partial t} + \text{div} \vec{J}_q + \frac{\partial \rho q_c}{\partial t} + \text{div} \vec{J}_{q_c} = 0 \quad (10)$$

O transporte de vapor de água decompõe-se numa soma de um termo convectivo, $\rho q \vec{c}$, e num termo difusivo e turbulento, $\vec{J}_{\tilde{q}}$. Assim:

$$\vec{J}_q = \rho q \vec{c} + \vec{J}_{\tilde{q}}, \quad (11)$$

em que \vec{c} representa a velocidade tridimensional do campo da massa. Segundo Tomé (1997), na atmosfera a difusão só é importante na camada limite e, em especial, a sua componente vertical, a difusão horizontal é desprezável, principalmente nos estudos de larga escala. Recorrendo ao equilíbrio hidrostático, podemos escrever a equação (10) no sistema p ⁹, assim:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \text{div}_p q \vec{v} + \frac{\partial}{\partial p} (\omega q - gD) + \frac{\partial q_c}{\partial t} + \text{div}_p q_c \vec{v}_c + \frac{\partial}{\partial p} (\omega_c q_c) = 0, \quad (12)$$

em que \vec{v} representa a velocidade horizontal do campo da massa, ω representa a “velocidade” vertical no sistema p ($\omega = dp/dt$), \vec{v}_c representa a velocidade horizontal do transporte de água na fase condensada, ω_c representa a “velocidade” vertical da fase condensada e D representa a taxa de difusão vertical de vapor de água por unidade de área. Em geral, trabalha-se unicamente com um conjunto temporal discreto dos valores do transporte convectivo; assim, a difusão D representa não só a difusão molecular, mas também todos os movimentos convectivos de escala temporal inferior à escala da discretização temporal. Segundo Tomé (1997), na atmosfera a quantidade de água na fase condensada é inferior (duas ordens de grandeza) à quantidade de água na fase vapor; o mesmo se passa com a variação temporal de q_c em relação à variação temporal de q . De igual modo, o transporte horizontal de água na fase condensada ($q_c \vec{v}_c$) é, em geral, inferior ao transporte horizontal de vapor de água ($q \vec{v}$), salvo em regiões limitadas da atmosfera, como por exemplo em cumulonimbos¹⁰. Podemos, então, escrever a seguinte equação simplificada:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \text{div}_p q \vec{v} + \frac{\partial}{\partial p} (\omega q - gD_p + \omega_c q_c) = 0 \quad (13)$$

Segundo a metodologia usada por Peixoto (1973) e Peixoto e Oort (1983), o balanço global do vapor de água na atmosfera pode ser reduzido a um caso bidimensional definindo, para tal,

⁹ Sistema de coordenadas no qual a pressão atmosférica é considerada como coordenada vertical.

¹⁰ Nuvens de grande desenvolvimento vertical, associadas a massa de ar instável.

grandezas integradas na vertical. Assim, integrando a equação (13) para uma coluna da atmosfera de base unitária, com a condição do fluxo de água no topo da atmosfera ser nulo

$(-\frac{1}{g}(\omega q + \omega_c q_c)_0 + D_0 = 0)$, obtém-se:

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \text{div} \vec{Q} = E - P, \quad (14)$$

na qual W representa o conteúdo total de vapor de água numa coluna atmosférica de base unitária, e que se designa por água precipitável:

$$W = \int_0^{p_0} q \frac{dp}{g}, \quad (15)$$

\vec{Q} representa o transporte horizontal de vapor de água, por unidade de comprimento, para uma coluna da atmosfera,

$$\vec{Q} = \int_0^{p_0} q \vec{v} \frac{dp}{g} = Q_\lambda \vec{i} + Q_\varphi \vec{j}, \quad (16)$$

$$Q_\lambda = \frac{1}{g} \int_0^{p_0} q u dp, \quad (17)$$

$$Q_\varphi = \frac{1}{g} \int_0^{p_0} q v dp. \quad (18)$$

Os vectores \vec{i} e \vec{j} representam, respectivamente, os versores tangentes aos paralelos e aos meridianos. E representa a taxa de evaporação à superfície da terra, por unidade de área, e P representa a taxa de precipitação à superfície da terra, por unidade de área.

$$E = -\frac{1}{g}(\omega q)_{p_0} + D_{p_0}, \quad (19)$$

$$P = \frac{1}{g}(\omega_c q_c)_{p_0}. \quad (20)$$

2.5 Importância da dinâmica do vapor na atmosfera

As expressões finais obtidas por Peixoto e Oort (1992), demonstram a importância dos vários campos atmosféricos para o estabelecimento das grandezas hidrológicas tais como a

evaporação E , a precipitação P e a sua diferença $(E - P)$. Além disso, mostram a dependência da gênese da evaporação e da precipitação em termos de grandezas dinâmicas da atmosfera, principalmente do movimento vertical ω . O movimento vertical da atmosfera transporta o vapor de água da superfície do globo, onde é gerado, devido à evaporação, para altitudes elevadas, afastando da saturação a camada inferior da atmosfera, promovendo e incentivando, portanto, a evaporação. Com a ascensão associada ao movimento vertical, dá-se uma expansão adiabática que gera arrefecimento que, por sua vez, conduz à condensação e à formação de nuvens, indispensáveis à precipitação. As equações obtidas por Peixoto e Oort (1992), podem ser aplicadas à escala regional, definindo o operador média espacial sobre uma superfície de área G da seguinte forma: $\langle (\cdot) \rangle = (1/G) \iint (\cdot) dG$ e o operador média temporal no intervalo de tempo τ como: $\overline{(\cdot)} = (1/\tau) \int (\cdot) dt$. Aplicando estes operadores à equação 12.12 de Peixoto e Oort (1992), e notando que o operador média temporal é permutável com o operador div , obtém-se:

$$\left\langle \frac{\partial \overline{W}}{\partial t} \right\rangle + \left\langle div \overline{\vec{Q}} \right\rangle = \left\langle \overline{E - P} \right\rangle, \quad (21)$$

ou

$$\left\langle \frac{\partial \overline{W}}{\partial t} \right\rangle + \frac{1}{A} \oint \overline{\vec{Q}} \cdot \vec{n} dl = \left\langle \overline{E - P} \right\rangle. \quad (22)$$

O integral \oint é tomado ao longo da fronteira que delimita a área G e \vec{n} representa a normal unitária a essa fronteira. O primeiro termo destas equações é muito pequeno, quando se consideram grandes intervalos de tempo, da ordem de anos, comparando com os outros termos. Assim, nestas condições temos:

$$\left\langle div \overline{\vec{Q}} \right\rangle \equiv \left\langle \overline{E - P} \right\rangle, \quad (23)$$

$$\frac{1}{A} \oint \overline{\vec{Q}} \cdot \vec{n} dl \equiv \left\langle \overline{E - P} \right\rangle. \quad (24)$$

Então, as regiões de divergência positiva são regiões em que a evaporação excede a precipitação, enquanto que as regiões de divergência negativa (convergência) são regiões onde a precipitação excede a evaporação. Nestas circunstâncias a divergência do fluxo atmosférico do vapor de água pode ser usada para obter uma estimativa do excesso de

evaporação sobre a precipitação, $\langle \overline{E - P} \rangle$, indicando regiões de fonte de vapor de água na atmosfera. Utilizando a concepção inovadora do método observacional, torna-se possível calcular, a partir de dados meteorológicos, todas estas grandezas. Torna-se, assim, possível penetrar na essência da fenomenologia que rege e governa toda a Hidrologia. O ramo terrestre não é mais do que uma consequência do ramo aéreo. Matematicamente, trata-se de um problema de condições de fronteira, em que as condições E e P , na interface, determinam e condicionam o comportamento de ambos os ramos.

2.6 Modos de transporte de água na atmosfera

Os estudos à escala planetária requerem o uso de escalas de espaço e de tempo relativamente grandes e utilizam-se, por isso, habitualmente, campos médios. Segundo Tomé (1997), a um determinado nível isobárico as componentes de transporte são dados por:

$$\vec{q} = qu\vec{i} + qv\vec{j} + q\omega\vec{k},$$

onde \vec{k} representa o versor segundo a vertical. Quando se considera a média temporal há que ter presente os desenvolvimentos do tipo:

$$\overline{qv} = \overline{q\bar{v}} + \overline{q'v'}, \quad (25)$$

Em que as plicas ' representam desvios das grandezas em relação à média temporal:

$$q' = q - \bar{q}. \quad (26)$$

Da expressão (25) conclui-se que o fluxo médio temporal é igual à soma do fluxo dos campos médios com o fluxo das perturbações, este representado pela covariância temporal entre q e v . Assim, o transporte total médio $\overline{\vec{Q}}$, ($\overline{\vec{Q}} = \overline{\vec{Q}_\lambda} + \overline{\vec{Q}_\varphi}$) decompõe-se numa parte associada às circulações médias e noutra associada às perturbações dadas pela covariância temporal entre q e \vec{v} ,

$$\overline{\vec{Q}_\lambda} = \int_0^{p_0} \overline{qu} \frac{dp}{g} + \int_0^{p_0} \overline{q'u'} \frac{dp}{g} = \overline{\vec{Q}_\lambda} + \overline{\vec{Q}'_\lambda} \quad (27)$$

$$\overline{\vec{Q}_\varphi} = \int_0^{p_0} \overline{qv} \frac{dp}{g} + \int_0^{p_0} \overline{q'v'} \frac{dp}{g} = \overline{\vec{Q}_\varphi} + \overline{\vec{Q}'_\varphi} \quad (28)$$

Esta decomposição é importante porque fornece, de forma quantitativa, a contribuição das perturbações sinópticas para o desenvolvimento da precipitação. Nas latitudes tropicais são os

campos médios ($\overline{\overline{Q_\lambda}}, \overline{\overline{Q_\varphi}}$), que predominam e alimentam a precipitação associada à Zona Intertropical de Convergência (ZITC). Nas latitudes médias e subpolares é o transporte das perturbações, $\overline{Q'_\lambda}$ e $\overline{Q'_\varphi}$, que tem o papel relevante e fundamental.

2.7 Evapotranspiração potencial à superfície (Equação de Thornthwaite)

A evaporação é o processo pelo qual a água se transforma do estado líquido para o de vapor. Além da evaporação, o retorno da água para a atmosfera pode ocorrer através do processo de transpiração, no qual a água absorvida pela vegetação é evaporada a partir das suas folhas. Estudos prévios para a região da Península Ibérica ao nível de algumas bacias hidrográficas, permitiram obter métodos para se estimar a evapotranspiração potencial¹¹. A maior parte dos métodos forneceram resultados aceitáveis, isto é, alguns correspondiam à variabilidade temporal da evapotranspiração observada. Um dos métodos de calcular a evapotranspiração baseia-se na correlação entre a temperatura do ar e a evapotranspiração potencial, operando do seguinte modo: a) Define-se o índice de calor mensal, ℓ , de cada um dos doze meses consecutivos do ano, com a fórmula:

$$\ell_i = \left(\frac{T_i}{5} \right)^{1.514} \quad (i = 1, 2, \dots, 12) \quad (29)$$

em que T_i representa a temperatura média mensal, em °C, de cada um dos meses. b) Define-se o índice de calor anual, J , como:

$$J = \sum_{i=1}^{12} \ell_i \quad (30)$$

c) A evapotranspiração potencial, $ETpo$, num local do equador (latitude 0°, 12 horas de luz do sol por dia), durante um mês com a temperatura média T , é dada por:

$$ETpo = 1.6 \left[\frac{10T}{J} \right]^a \quad (cm / dia) \quad (31)$$

com:

$$a = 67.5 \times 10^{-8} \times J^3 - 7.71 \times 10^{-5} \times J^2 + 0.01791 \times J + 0.492 \quad (32)$$

¹¹ Chama-se evapotranspiração potencial ao valor da evapotranspiração que ocorreria se não houvesse deficiência de alimentação em água para o referido processo.

d) A evapotranspiração potencial noutra local, de latitude λ , ETp_{λ} , obtém-se por proporção do número de horas de luz do dia a essa latitude, em relação ao equador.

$$ETp_{\lambda} = K \cdot ETp_o \quad (33)$$

Em que K ¹² é um factor de ajuste para o número de dias e para a duração média de insolação mensal.

¹² Coeficiente tabelado, factor de correcção da duração mensal de insolação, K , para multiplicar pela evapotranspiração potencial no equador.

3 **Análise dos campos médios de vapor de água da atmosfera**

3.1 **O vapor de água na atmosfera**

A água sob a forma de vapor apresenta-se, na atmosfera, em pequenas quantidades, levando a que esta possa ser encarada como um reservatório de água relativamente pequeno. Todavia, o vapor de água na atmosfera apresenta grandes variações temporais e espaciais. Segundo Peixoto (1979), se toda a água da atmosfera se condensasse, dela resultaria apenas uma pequena quantidade de precipitação. Mas, ainda que a quantidade de água total da atmosfera seja pequena, ocorre um enorme transporte de vapor de água pelas circulações atmosféricas de várias escalas no espaço e no tempo. A influência e a relevância desta quantidade de vapor de água na dinâmica do clima e nos recursos hidrológicos, é desmedida quando comparada com a sua massa. Peixoto (1979), evidenciou que o vapor de água desempenha um papel decisivo na energética global da terra e na circulação geral da atmosfera. É o factor mais importante em todos os processos radioactivos da atmosfera, visto que regula o balanço da energia através da absorção e da emissão da radiação. Além disso, os processos de evaporação, de condensação e de sublimação determinam e condicionam o balanço de energia e o balanço hídrico que se observam no sistema físico globo-atmosfera. Logo que se observa um desequilíbrio entre a evaporação e a precipitação, tem geralmente de verificar-se um transporte de vapor de água pelas circulações atmosféricas, a fim de cobrir o défice.

3.2 **Água precipitável e humidade específica**

Os campos médios de água precipitável, \overline{W} , referentes ao ano e aos meses de Inverno e Verão à escala global estão representados nas Figuras 3.2.1 para o período de 1986 a 2006. Uma visualização atenta da Figura 3.2.1a mostra que a quantidade de água precipitável decresce, em geral, do equador para os pólos, com valores máximos situados ligeiramente a norte do equador. Esta posição está associada à localização média do equador térmico¹³. A distribuição de água precipitável é zonal e decresce rapidamente em ambos os hemisférios nas latitudes médias. É possível observar uma maior assimetria zonal no hemisfério norte em relação ao hemisfério sul, como consequência do efeito da diferença da área dos continentes

¹³ Equador térmico entende-se como a linha que une os pontos cujas temperaturas médias são as mais elevadas do globo.

nos dois hemisférios. Para obter a variabilidade anual da quantidade de água precipitável, analisaram-se também os campos referentes aos meses extremos. Durante os meses de Inverno verifica-se um aumento de água precipitável no hemisfério sul e uma diminuição no hemisfério norte, acompanhado de um deslocamento para sul dos máximos, que se observam na região equatorial, seguindo desta forma o movimento do equador térmico para sul do equador geográfico. Nos meses de Verão observa-se um aumento da quantidade de água precipitável no hemisfério norte e uma diminuição no hemisfério sul. Como era de esperar, os máximos acompanham o equador térmico, a norte do equador geográfico. As maiores variações não ocorrem, contudo, na faixa equatorial, mas ocorrem antes nas latitudes elevadas e médias onde se verifica uma aumento generalizado de \overline{W} no hemisfério de Verão¹⁴ e uma diminuição no hemisfério de Inverno¹⁵. Estas variações sazonais são mais acentuadas no hemisfério norte. As assimetrias zonais do campo da água precipitável são mais acentuadas durante o Verão do hemisfério norte, reflectindo assim desta forma, para lá de um simples efeito de topografia, o efeito do contraste térmico associado à diferença continente/oceano. O aumento significativo da quantidade de água precipitável no sudoeste asiático durante os meses de Verão, associado ao regime de monções, é um exemplo importante da influência directa e indirecta dos continentes no campo da água precipitável. No hemisfério sul, durante o Verão, o acréscimo menor da quantidade de água precipitável nas latitudes elevadas pode ser associada à topografia. Na sua tese de doutoramento, Tomé (1997), obteve padrões semelhantes, com as seguintes diferenças: nos últimos vinte anos junto ao equador ocorreu um aumento da quantidade de água precipitável, mas uma diminuição na região da Península Ibérica. Os campos meteorológicos tendem a apresentar uma distribuição zonal, devido à rotação da terra e à sua forma esférica. Assim segundo Peixoto e Oort (1992), é útil definir o operador média zonal:

$$[(.)] = \frac{1}{l} \oint (.) dl = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} (.) d\lambda, \quad (28)$$

operador que goza da seguinte propriedade:

$$\left[\frac{\partial (.)}{\partial \lambda} \right] = 0. \quad (29)$$

A partir destes campos calcularam-se os valores médios zonais $[\overline{W}]$, cujos perfis estão representados na Figura 3.2.2. Uma observação desta Figura sintetiza os comentários escritos acerca do campo de água precipitável.

¹⁴ Trimestre JJA no hemisfério norte.

¹⁵ Hemisfério de Inverno refere-se ao trimestre DJF no hemisfério norte e ao trimestre JJA no hemisfério sul.

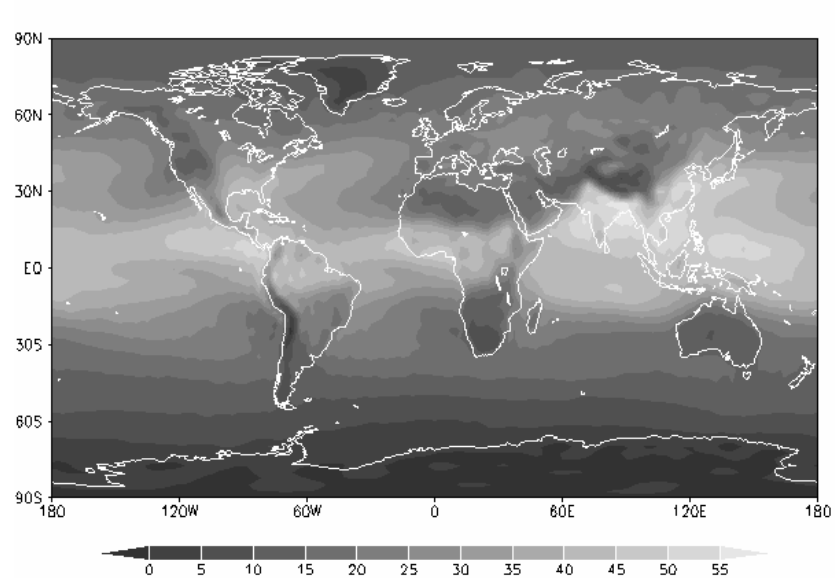
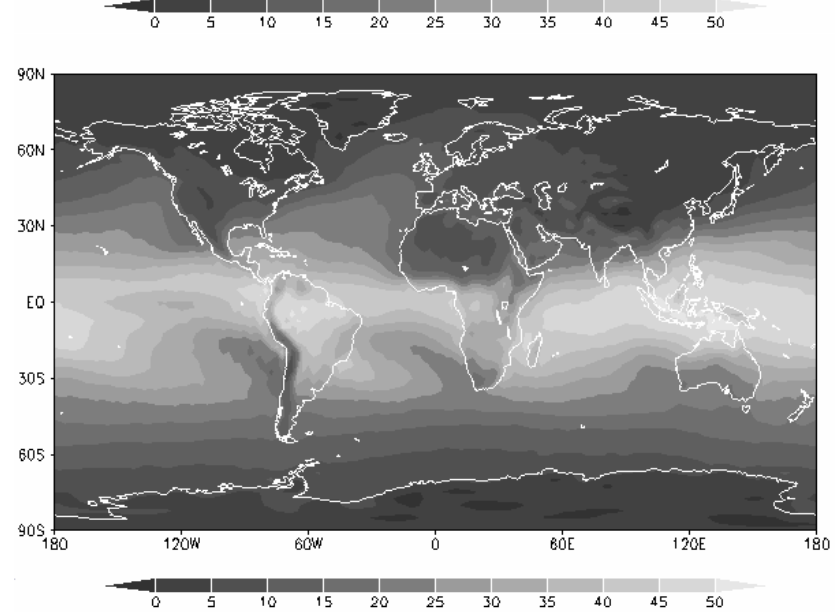
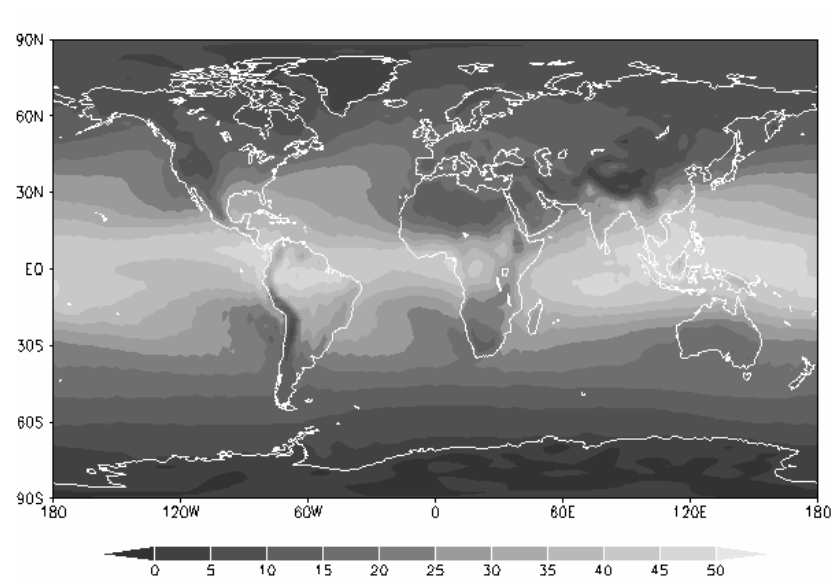


Figura 3.2.1: Quantidade de água precipitável para os períodos anual (a), Inverno (b) e Verão (c), em kg/m^2

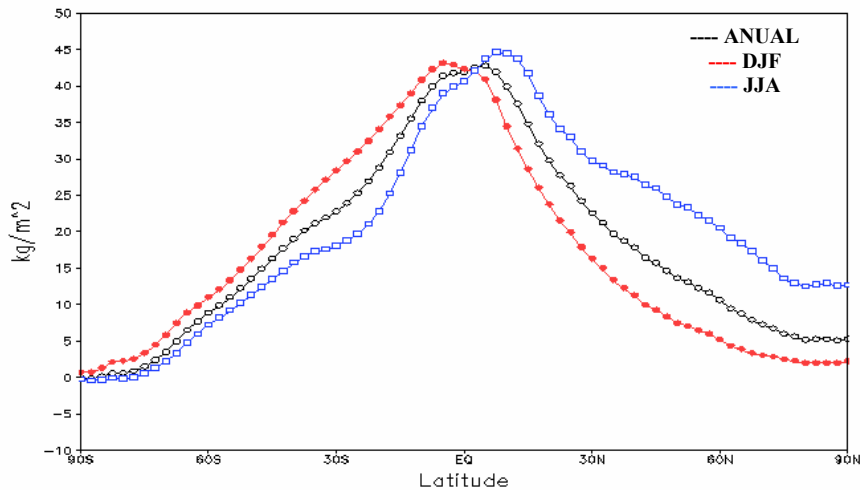


Figura 3.2.2: Médias zonais da água precipitável \overline{W} para os três períodos considerados, a preto o período anual, com linha vermelha os meses de Inverno e a azul os meses de Verão, em kg/m^2 .

Assim, observa-se um máximo na região equatorial ligeiramente a norte do equador, sofrendo deslocamentos para norte e para sul nos meses de Verão e Inverno, respectivamente. É possível observar um aumento de \overline{W} no hemisfério de Verão e uma diminuição no hemisfério de Inverno, esta variação sazonal é mais pronunciada no hemisfério norte. Seguindo a metodologia usada por Tomé (1997), a análise do campo de água precipitável permitiu-nos inferir quais as regiões do globo em que o conteúdo em vapor de água é mais significativo; não nos fornece, contudo, a distribuição vertical do vapor de água. Para isso é necessário construir o perfil $[\overline{q}(p, j)]$ (Figura 3.2.3). Nesta Figura 3.2.3 é possível verificar que a humidade específica decresce rapidamente em altitude, estando mais concentrada nos níveis baixos da atmosfera. Observa-se um decréscimo do equador para os pólos. Comprova-se o “deslocamento” para sul nos meses de Inverno e um “deslocamento” para norte durante os meses de Verão. Estas deslocamentos na humidade específica estão associados aos aumentos respectivos de temperatura no hemisfério de Verão e diminuição no hemisfério de Inverno. O “deslocamento” é menos pronunciado nas regiões tropicais. No hemisfério norte a variação sazonal é muito mais acentuada do que no hemisfério sul, essencialmente nas latitudes médias e elevadas, em que se observa no hemisfério norte um aumento mais pronunciado dos valores da humidade específica. Resultados semelhantes foram apresentados por Peixoto e Oort (1992), e por Tomé (1997), mas é conveniente notar que nesta dissertação estimaram-se os valores médios sazonais, contrariamente aos trabalhos anteriormente citados.

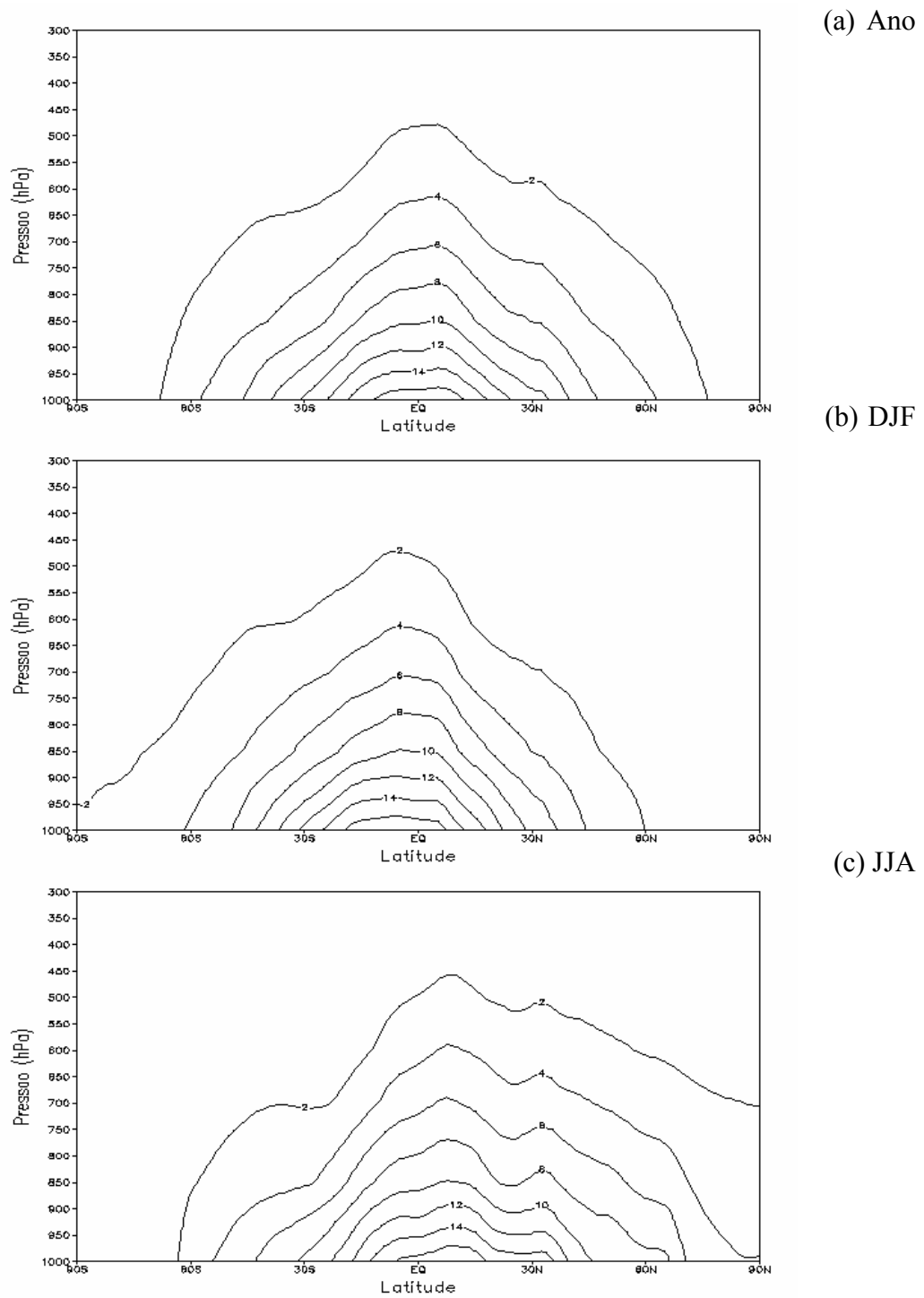


Figura 3.2.3: Humidade específica $[\bar{q}]$ em g/kg para os períodos anual (a), meses de Inverno (b) e Verão (c). O intervalo entre as isolinhas é de 2 g/kg.

3.3 Fluxo de vapor de água na atmosfera

Seguidamente vamos apresentar os campos do caudal aéreo do vapor de água na atmosfera, que é muito importante para o desenvolvimento da precipitação e da evaporação (deduzido na

equação 14). O campo \overline{Q} está representado na Figura 3.3.1, 3.3.2a e 3.3.2b para os períodos anual, meses de Inverno e meses de Verão, respectivamente. Estes campos mostram que em geral a componente zonal predomina sobre a componente meridional. Assim, observa-se um transporte de leste nas regiões intertropicais e um transporte de oeste nas regiões extratropicais. Na Figura 3.3.3 estão representadas médias latitudinais do campo $[\overline{Q_\lambda}]$, sendo possível uma visão mais compacta deste campo. Alguns autores, como Tomé (1997), certificam que o transporte de vapor de água reflecte as características da circulação geral nos níveis inferiores da atmosfera, modelado pelo decréscimo exponencial em altitude da humidade específica. É possível visualizar nas Figuras 3.3.1 e 3.3.2 a existência de um transporte de leste nas regiões intertropicais, associado aos ventos alisados¹⁶ (ou alíseos), e um transporte de oeste a partir dessas latitudes. Observa-se um máximo no hemisfério norte, por volta dos 40°N, e no hemisfério sul à volta dos 45°S, sendo este último de maior intensidade. Esta maior intensidade é devido aos ventos mais intensos de oeste que “sopram” no hemisfério sul. É de notar que as latitudes de inversão da direcção do transporte coincide nos dois hemisférios com a posição média dos centros dos anticiclones tropicais. Comparando estes resultados com os de Tomé (1997), observa-se uma diminuição do transporte de vapor de água no Atlântico norte.

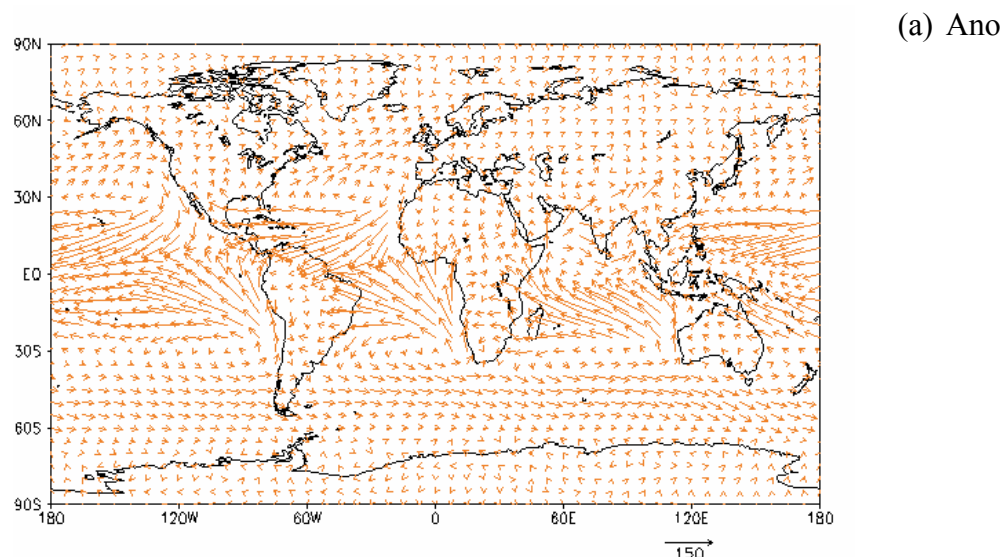


Figura 3.3.1: Campo do transporte de vapor de água, \overline{Q} para o período anual (a). A seta no canto inferior direito corresponde a um transporte de intensidade 150 kg/m/s

¹⁶ Os ventos alisados são ventos de nordeste, no hemisfério norte e de sudeste no hemisfério sul; estão confinados e sopram apenas na troposfera inferior. Na troposfera superior e na estratosfera são compensados por ventos de oeste. Os ventos alisados nos dois hemisférios convergem na região equatorial.

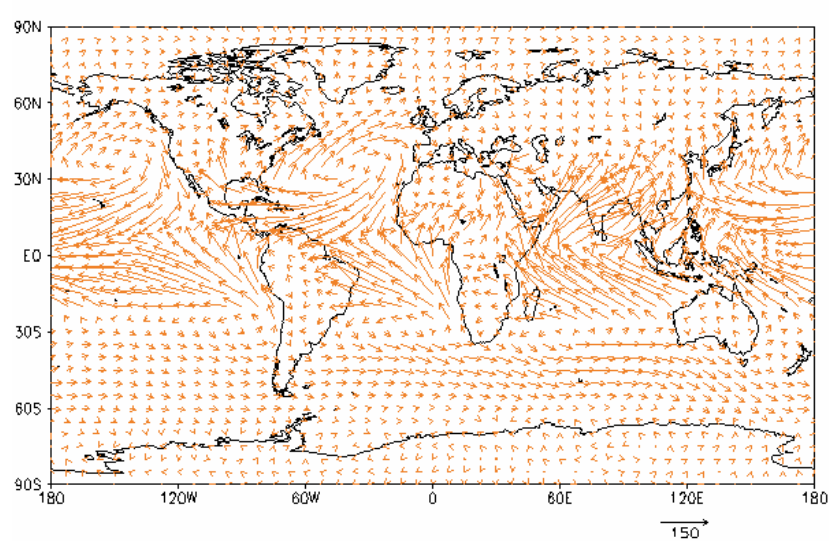
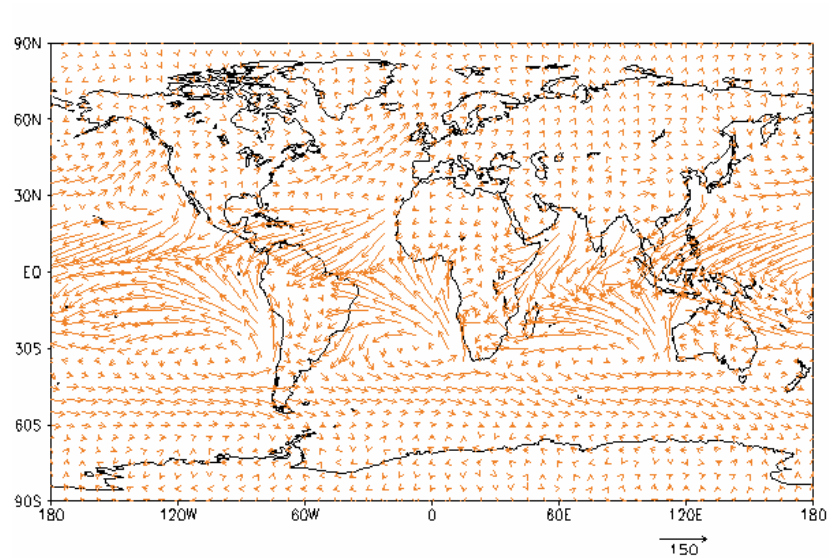


Figura 3.3.2: Campo do transporte de vapor de água, \overline{Q} para os meses de Inverno (b) e Verão (c). A seta no canto inferior direito corresponde a um transporte de intensidade 150 kg/m/s

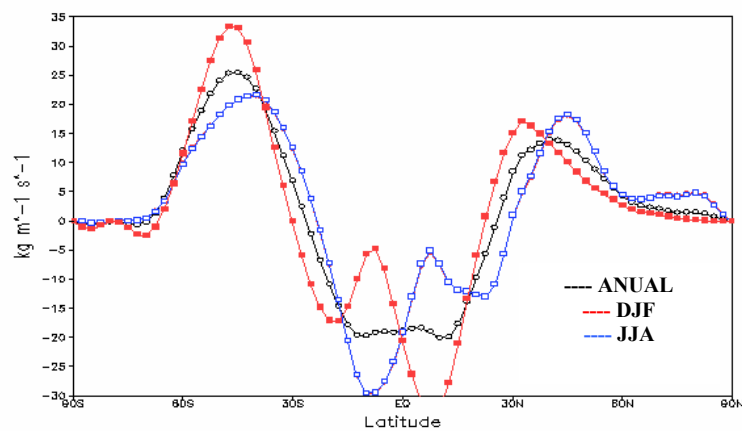


Figura 3.3.3: Médias zonais de $[\overline{Q}_\lambda]$ para os períodos considerados, em kg/m/s. Período anual a preto, meses de Inverno a vermelho e os meses de Verão a azul.

Nos meses de Inverno, a configuração de $[\overline{Q_\lambda}]$ sofre um deslocamento para sul, enquanto que durante os meses de Verão essa configuração desloca-se para norte, acompanhando desta forma a migração dos anticiclones tropicais. Nota-se, ainda, que o transporte de leste nas regiões intertropicais apresenta um máximo de intensidade no hemisfério de Inverno. Confirmou-se que a componente meridional do transporte de vapor de água, evidenciada pela inclinação das setas da Figura 3.3.1 e 3.3.2, apresenta uma grande heterogeneidade zonal e uma forte variabilidade sazonal. Ainda que seja menos intensa que a zonal, a componente meridional tem um papel decisivo no balanço hídrico zonal à escala global. Na Figura 3.3.4 estão representadas as médias zonais do campo meridional de transporte de vapor de água. Da visualização desta Figura conclui-se que, em média, o transporte faz-se em direcção aos pólos nas latitudes superiores a 20°N e 17°S, apresentando um máximo por volta dos 40° de latitude, “alimentando” desta forma a precipitação que se observa na regiões varridas pelas superfícies frontais polares.

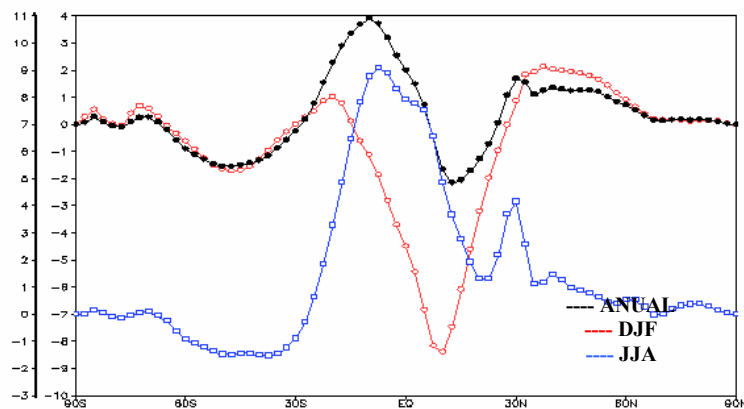


Figura 3.3.4: Médias zonais de transporte meridional $[\overline{Q_\varphi}]$, em kg/m/s, período anual a preto, meses de Inverno a vermelho e meses de Verão a azul.

Nas regiões intertropicais, o transporte meridional resultante dá-se na direcção do equador, indo alimentar a precipitação da ZCIT¹⁷, sendo o transporte no hemisfério norte inferior ao do hemisfério sul. É importante relembrar que há um transporte líquido anual do hemisfério sul para o hemisfério norte, o que explica o excesso de precipitação observada no hemisfério norte relativamente ao hemisfério sul. Na Figura anterior é possível verificar que as maiores variações sazonais ocorrem entre as latitudes 20°S e 30°N. Durante os meses de Inverno

¹⁷ A Zona de Convergência Intertropical (abreviado por ZCIT) tem o deslocamento para o norte durante os meses de Junho a Setembro e mais para o sul, aproximando-se da linha equatorial, nos meses de Dezembro a Fevereiro.

observa-se um máximo do fluxo em direcção a sul, perto dos 10°N, havendo neste caso uma “exportação” de vapor de água do hemisfério norte para o hemisfério sul. Nos meses de Verão este fluxo inverte-se. Verifica-se um máximo para norte, a cerca dos 10°S; observa-se, então, um transporte do hemisfério sul para o hemisfério norte muito mais intenso.

3.4 Divergência

De entre os campos derivados do campo \vec{Q} , o campo da divergência (ver secção 2.4 e 2.5) é o mais importante para a conexão dos ramos aéreo e terrestre do Ciclo Hidrológico, como se conclui da equação (23). Os campos fundamentais W e \vec{Q} não têm conexão directa com o ramo terrestre. De facto, segundo Tomé (1997), as regiões em que o caudal aéreo é mais elevado, não são aquelas em que ocorre maior precipitação. Por outro lado, a precipitação e evaporação são pouco sensíveis à taxa de variação da água precipitável. São portanto, as variações do campo \vec{Q} , ao longo do seu percurso, que contribuem para a precipitação ou evaporação, enquanto que as taxas de variação de água precipitável, para intervalos de tempo suficientemente grandes, são praticamente desprezáveis. Estas conclusões qualitativas, que salientam a importância da variação de \vec{Q} ao longo do percurso para os elementos hidrológicos E e P , estão consubstanciados na equação (22). Quando há divergência de vapor de água numa dada região da atmosfera, aí existirá uma fonte de humidade. Isto significa que, no mesmo intervalo de tempo, se verifica em média um excesso de evaporação sobre a precipitação. Por outro lado, quando há predominância de convergência há um sumidouro da humidade e a precipitação excede a evaporação. Por isso o valor numérico da divergência é equivalente à taxa de diferença entre a evaporação e a precipitação. A distribuição (média anual) da convergência-divergência que corresponde ao campo dos vectores de transporte está representada na Figura 3.4.1, obtida por Peixoto (1979). A inspecção rápida desta Figura mostra que em média há: (1) convergência na zona equatorial, em que se observa uma forte precipitação; (2) convergência nas latitudes média e alta, onde o grande excesso da precipitação sobre a evaporação segundo Peixoto (1979) está associada às depressões migratórias, à frente polar e à alternância das massas de ar; (3) divergência de ambas as regiões subtropicais, em que a evaporação é muito intensa e está associada aos grandes anticlones semipermanentes. Portanto, as fontes primárias e mais importantes de humidade encontram-se nas regiões subtropicais, principalmente sobre os oceanos em que a

evaporação ocorre continuamente. A humidade fornecida à atmosfera é transportada pelas circulações atmosféricas das fontes para as regiões em que predomina a convergência, onde segundo Peixoto (1979) as regiões em que predomina a convergência têm que possuir um dispositivo natural que permita dispor do excesso de água da precipitação. Nos continentes é constituído pela rede hidrográfica e, portanto, as regiões de convergência devem coincidir com as bacias de alimentação dos grandes rios. A Figura permite visualizar que: na região a sudeste da Península Ibérica (Mediterrâneo) predomina a divergência do vapor de água, enquanto que a noroeste da Península Ibérica (Irlanda) em média a quantidade de precipitação excede a evaporação.

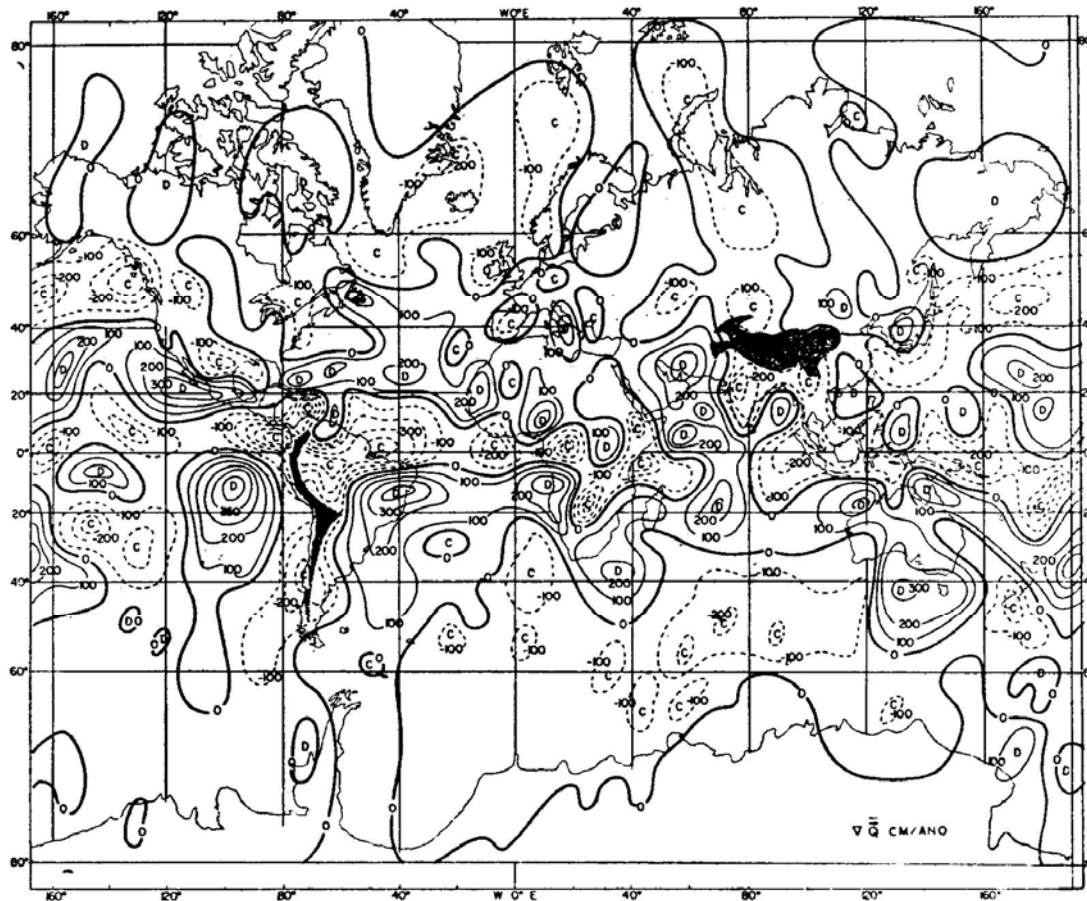


Figura 3.4.1: Campo da divergência média (linhas a cheio) que corresponde a fontes de humidade. Campo da convergência média (linhas a tracejado) corresponde a sumidouros de vapor de água. Os valores nas isolinhas indicam a quantidade de água na forma líquida, em centímetros por ano. (Figura de Peixoto, 1979).

4 Dinâmica do vapor de água na Península Ibérica

4.1 Vapor de água na atmosfera

O papel da atmosfera no Ciclo Hidrológico é fundamental. É na atmosfera que são possíveis os movimentos rápidos verticais que, com o arrefecimento adiabático, levam à condensação e à formação das nuvens. E as nuvens são as “células” geradoras da precipitação que inicia o ramo terrestre do ciclo da água. A atmosfera é o reservatório que, com a sua capacidade de retenção, devida à sua temperatura, acolhe o vapor de água evaporado da superfície. É um “laboratório” que processa o vapor de água, transformando-o em água líquida e sólida, para depois o remeter, por precipitação, à “origem”. Outro papel primordial da atmosfera é efectuar o transporte de água, sobretudo na fase vapor, o que constitui o ramo aéreo do Ciclo Hidrológico. Sem este “caudal aéreo” não se fecharia o ciclo e não haveria a reciclagem da água. As descrições quantitativas do balanço hídrico numa dada região do globo têm-se baseado no estudo do ramo terrestre do Ciclo Hidrológico, usando fundamentalmente a equação clássica da Hidrologia (equação 6). Contudo, a dificuldade ou mesmo a impossibilidade de obter valores rigorosos da evapotranspiração, da evaporação e até certo ponto da precipitação, da infiltração e da retenção da água no solo, têm limitado o uso desta equação. Investigações recentes, permitiram contornar algumas destas dificuldades e levantar a indeterminação a partir do estudo dos campos de distribuição dos parâmetros que caracterizam o comportamento do vapor de água na atmosfera. Assim, devido à conservação do componente água, quando se consideram as suas três possíveis fases, segundo Peixoto (1979), pode calcular-se o balanço hídrico de uma região a partir do estudo do ramo aéreo do Ciclo Hidrológico. Para a Península Ibérica, começando pela distribuição média da humidade específica: na Figura 4.1.1a está representada a distribuição média anual de humidade específica junto à superfície. Tal como era de esperar, os valores mais elevados de humidade estão situados a sudeste da Península Ibérica junto ao mar Mediterrâneo, enquanto que na região central da Península Ibérica os valores de humidade são relativamente pequenos, da ordem dos 7.5 a 8.0 g/kg. Igualmente, a diferença de humidade específica à superfície entre os meses de Inverno e de Verão, Figura 4.1.1b, demonstra que a maior variação sazonal ocorre no sudeste da Península Ibérica junto ao mar Mediterrâneo, onde em média se observa um défice sazonal acima dos 9.0 g/kg. Na distribuição espacial da média anual da quantidade de água precipitável, representada na Figura 4.1.1c, é possível verificar uma diminuição da

quantidade de água precipitável no sudeste em direcção ao norte da Península Ibérica. É igualmente importante considerar o vapor de água em termos da humidade relativa do ar.

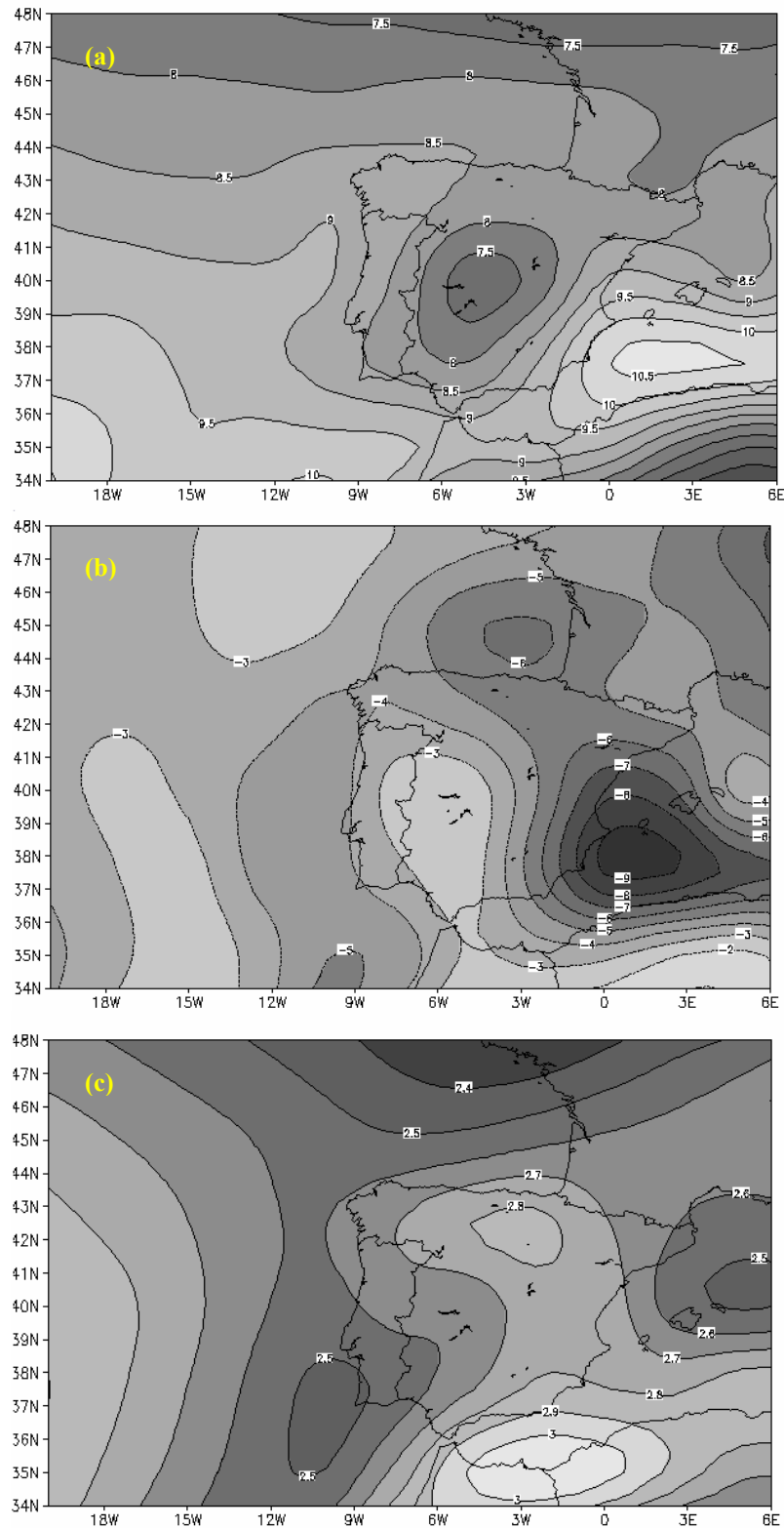


Figura 4.1.1: Distribuição da humidade específica na superfície para a média anual (a), diferença entre os meses de Inverno e Verão (b) e média vertical da humidade específica (c) em g/kg.

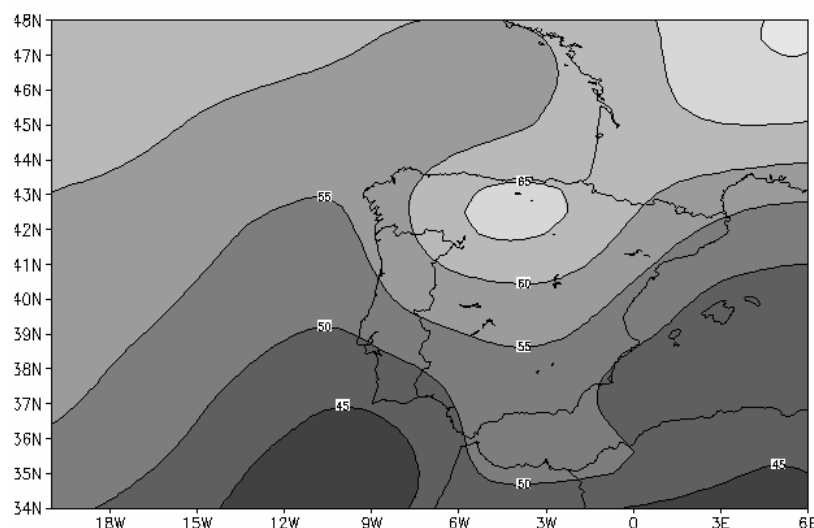


Figura 4.1.2: Distribuição da humidade relativa aos 850 mb em %.

Na Figura 4.1.2, que ilustra a distribuição horizontal da humidade relativa no nível de pressão dos 850mb, é claramente visível que a humidade é maior na região norte/nordeste da Península Ibérica e menor junto dos climas semi-áridos no sul da Península Ibérica. Utilizando os valores obtidos em cada ponto da grelha nos mapas apresentados anteriormente, é possível calcular a média zonal¹⁸ do montante de vapor de água existente na atmosfera. A estrutura vertical do vapor de água (média sazonal) está representada na figura 4.1.3a e 4.1.3b. A humidade específica decresce rapidamente com o aumento de altitude. Igualmente, junto à superfície, com o aumento da latitude, a humidade específica tende a diminuir. A visualização destas duas figuras permitiu comprovar que mais de 50% do vapor de água está concentrado até ao nível de pressão dos 850mb. As variações sazonais nas latitudes próximas da Península Ibérica demonstram que em alguns locais, principalmente junto da superfície, devido às variações na temperatura, ocorre um aumento de vapor de água. Nos meses de Verão este aumento da quantidade de vapor de água na atmosfera pode atingir o dobro dos meses de Inverno. Na Figura 4.1.3a e 4.1.3b é perceptível um ligeiro deslocamento para norte dos valores mais elevados de humidade específica durante os meses de Verão, essencialmente junto da superfície. Este deslocamento poderá estar associado ao deslocamento para norte durante os meses de Junho a Setembro da Zona de Convergência Intertropical. Para condições médias anuais a variabilidade temporal e espacial da distribuição vertical de humidade está representada nas Figuras 4.1.4a e 4.1.4b. Notar que na Figura 4.1.4a está representada a variabilidade anual, enquanto que na Figura 4.1.4b a variabilidade espacial na direcção leste-

¹⁸ Os termos zonal e meridional são normalmente utilizados para descrever direcções no globo terrestre (médias zonais ao longo da direcção oeste-leste, médias meridionais ao longo da direcção sul-norte).

-oeste. A variabilidade da humidade específica é mais pronunciada junto à superfície, sendo no hemisfério norte mais elevada nos subtrópicos. Segundo Peixoto e Oort (1992), este máximo pode estar associado ao elevado montante de vapor de água durante o Verão nas fronteiras oeste nos subtrópicos e nas monções¹⁹ no sudeste Asiático. Igualmente podemos visualizar a diminuição gradual da variabilidade temporal e espacial com o aumento da altitude. É conveniente assinalar que: em média junto à superfície, entre as latitudes 35°N a 40°N, encontram-se os valores mais elevados de variabilidade temporal (Figura 4.1.4a). Nas latitudes próximas dos 20°N a 30°N afluí em média um “afundamento” de humidade específica no Verão e uma “elevação” durante os meses de Inverno (Figura 4.1.3a e 4.1.3b).

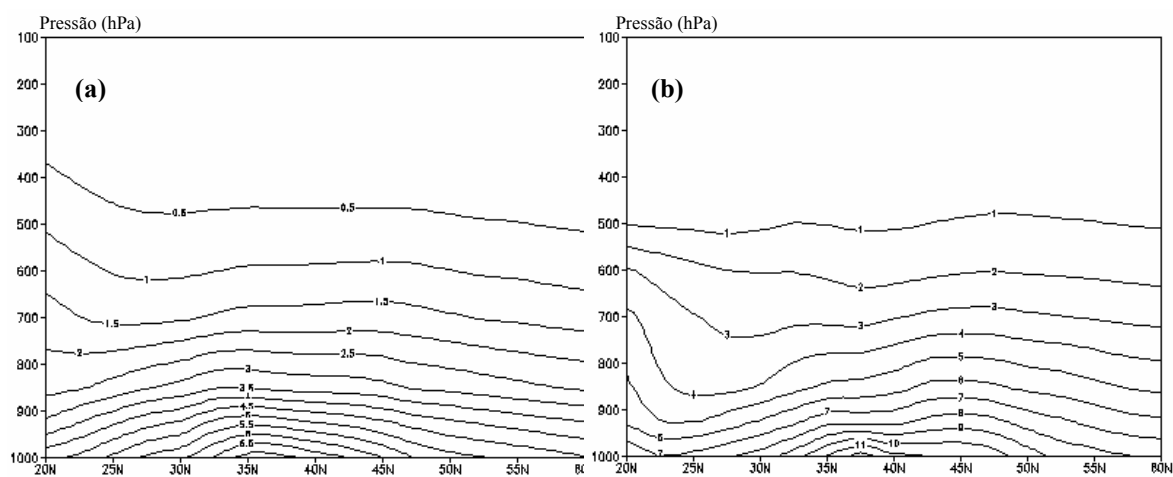


Figura 4.1.3: Média zonal da humidade específica para as condições médias de Inverno (a) e Verão (b) em g/kg.

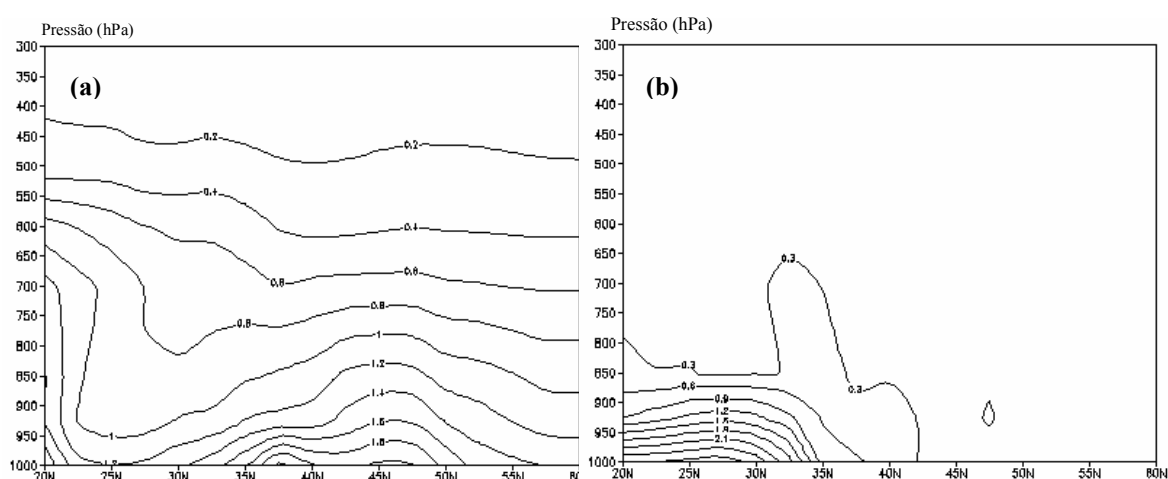


Figura 4.1.4: Média zonal de variabilidade temporal (a) e variabilidade espacial (b) da humidade específica para as condições média anuais, em g/kg.

¹⁹ Ventos sazonais que ocorrem em grandes áreas das regiões costeiras tropicais e subtropicais, em geral associados à alternância entre a estação das chuvas e a estação seca.

4.2 Transporte de vapor de água

O transporte do vapor de água na atmosfera representa um dos factores determinantes do clima global. O vapor de água é transportado horizontalmente e verticalmente pela circulação atmosférica. Grande quantidade de vapor na atmosfera é “carregado” das áreas oceânicas para os continentes, onde vem a precipitar. O transporte zonal e meridional de vapor de água (média vertical e anual) na Península Ibérica está representado nas Figuras 4.2.1a e 4.2.1b respectivamente. Segundo Peixoto e Oort (1992), junto à superfície o fluxo de vapor de água reflecte o comportamento da circulação atmosférica, pelo facto de a humidade específica se comportar como um factor de ponderação do campo da velocidade.

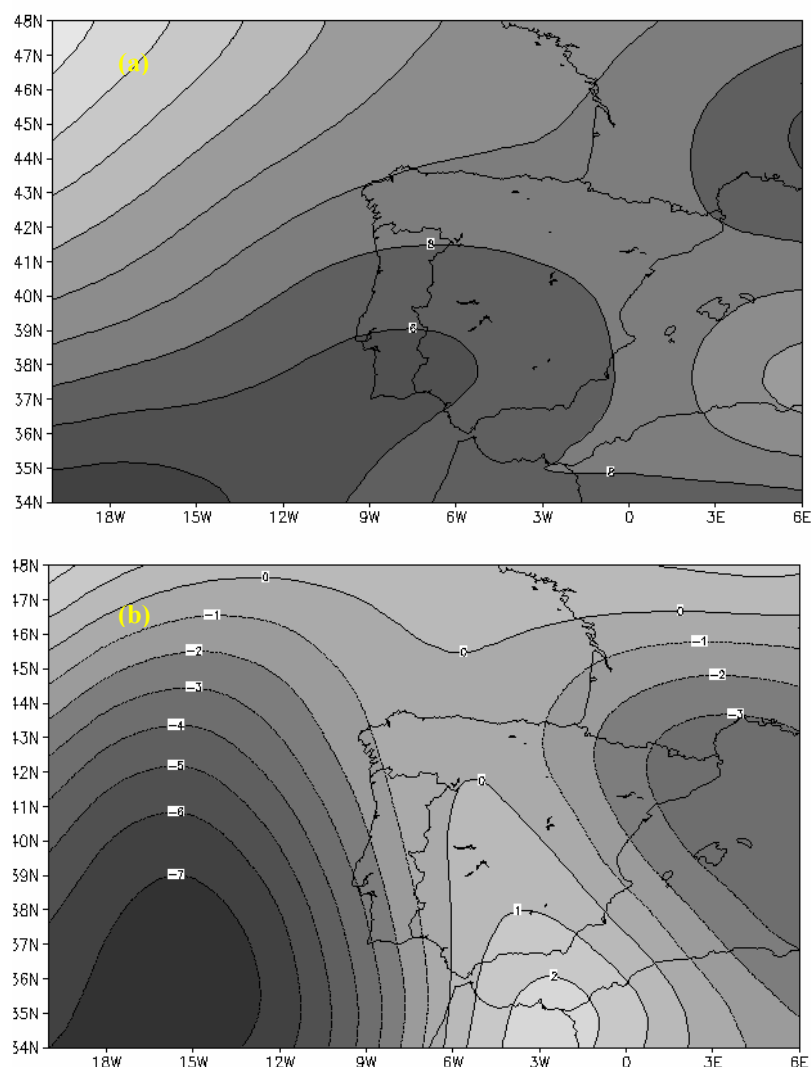


Figura 4.2.1: Distribuição da média vertical e anual do transporte de vapor de água na direcção zonal (a) e na direcção meridional (b), em m/s g/kg

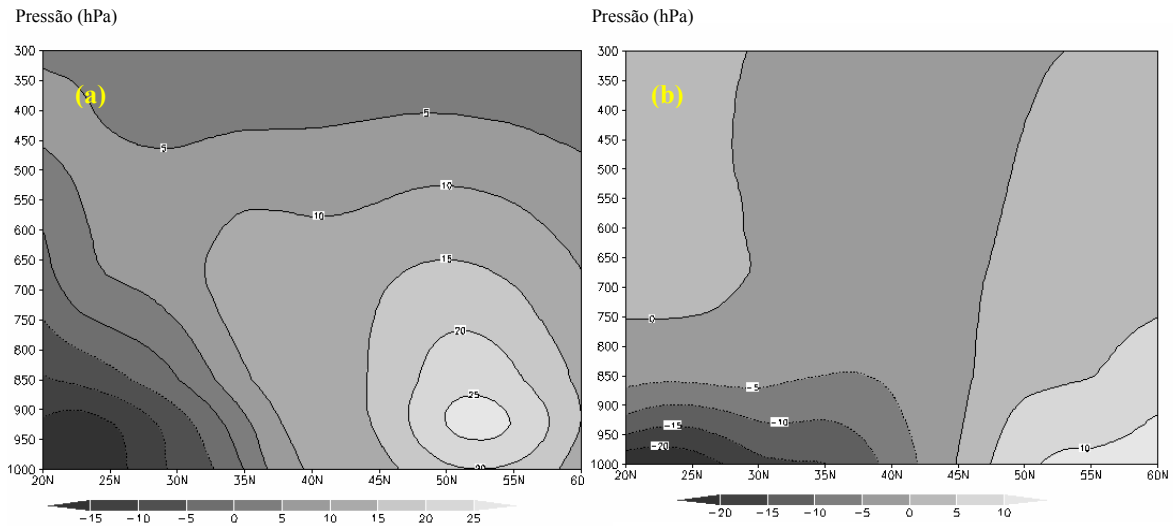


Figura 4.2.2: Transporte zonal (a) e meridional (b) de humidade específica (média anual), em m/s g/kg

O padrão observado na Figura 4.2.1a demonstra que a Península Ibérica está sujeita a um fluxo de humidade predominantemente de oeste para leste, mas ao mesmo tempo, as regiões oeste e leste da Península Ibérica, próximas dos oceanos Atlântico e Mediterrâneo, estão sujeitas a um fluxo de humidade de norte para sul (ver Figura 4.2.1b). É de notar que as regiões sul e centro da Península Ibérica estão igualmente condicionadas por um fluxo de sul para norte (valores positivos de transporte). A Figura 4.2.2a sumariza o que foi dito anteriormente: próximo da superfície e em latitudes próximas da Península Ibérica (37°N e 45°N) existe um forte gradiente. Este gradiente em altitude exerce a função de separação entres dois fluxos de direcções opostas, ou seja, a região oeste da Península está sujeita a um fluxo negativo (leste para oeste) de humidade enquanto, que a região leste está sujeita a um fluxo positivo (oeste para leste). A Figura 4.2.2b explica o comportamento dos fluxos meridionais: os fluxos de humidade são maiores junto da superfície e, como era de esperar, os fluxos de humidade são dirigidos para os pólos. Esta Figura indica-nos que mais uma vez a Península Ibérica está sujeita a fluxos com direcções opostas. Segundo Peixoto e Oort (1992), o comportamento do transporte vertical de vapor de água na atmosfera é importante para o Ciclo Hidrológico, pelo facto de ser a única ligação entre o ramo terrestre e atmosférico. A Figura 4.2.3 mostra a média temporal do fluxo vertical ao nível dos 850mb. Assim, é possível visualizar dois fluxos verticais predominantes: um fluxo vertical positivo (ascendente), no sudoeste e oeste da Península Ibérica e um fluxo vertical negativo (descendente), nas regiões norte e sul da Península.

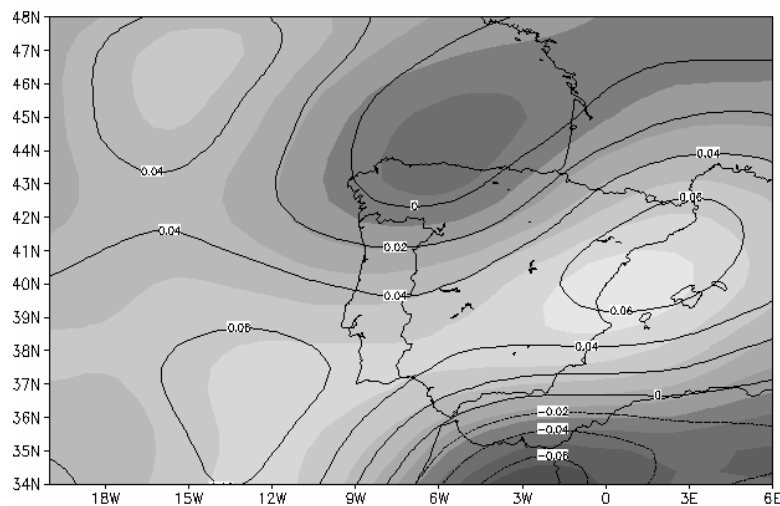


Figura 4.2.3: Distribuição da média anual do transporte vertical de vapor de água ao nível de pressão 850mb, em m/s g/kg

4.3 Divergência do vapor de água

A evaporação e a precipitação são a união entre o ramo atmosférico e o ramo terrestre do ciclo da água. Sabemos de Peixoto e Oort (1992) que a divergência do vapor de água na atmosfera depende essencialmente da diferença entre evaporação e precipitação, tal como foi demonstrado nas equações (14) e (21). A divergência do vapor de água (transporte vertical) permite identificar as regiões de divergência positiva ($\bar{E} - \bar{P} > 0$) que consistem em fontes de vapor de água, e regiões de divergência negativa ($\bar{E} - \bar{P} < 0$) que têm um comportamento de sumidouros de vapor de água.

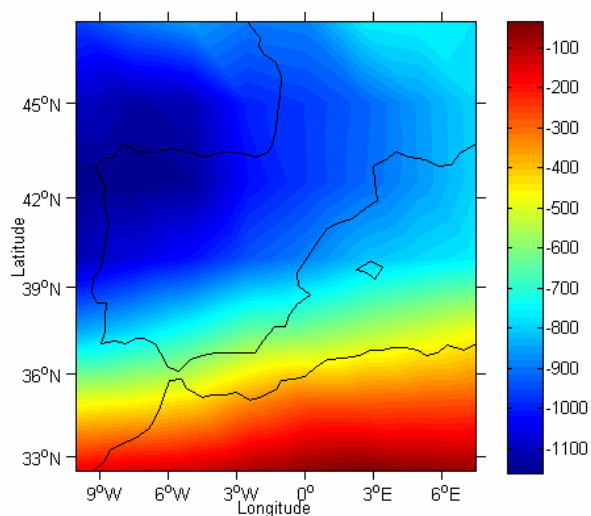


Figura 4.3.1: Distribuição horizontal da divergência do transporte de vapor de água para as condições médias anuais, em kg/m²/s

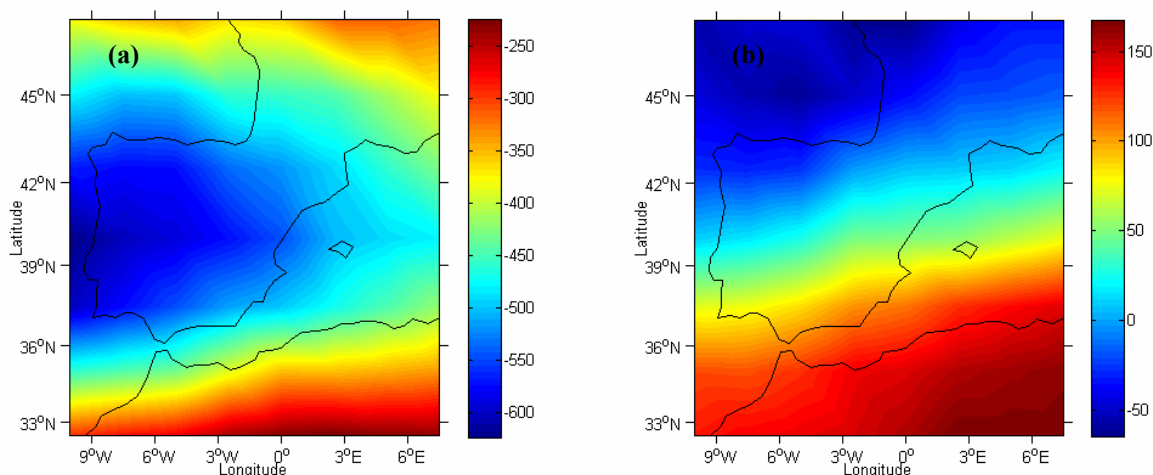


Figura 4.3.2: Distribuição horizontal da divergência do transporte de vapor de água, média para os meses de Inverno (a) e meses de Verão (b), em $\text{kg/m}^2/\text{s}$

A distribuição da média anual da divergência, Figura 4.3.1, apresenta um perfil esperado: a região noroeste da Península Ibérica constitui-se como uma região sumidouro de vapor de água, ou seja, a quantidade de precipitação excede a evaporação. Em média esta diferença ultrapassa os $800 \text{ kg/m}^2/\text{s}$. Na figura 4.3.2a e 4.3.2b está representada a divergência do vapor de água para os meses de Inverno e de Verão, respectivamente. Ao longo dos três meses de Inverno podemos afirmar que a precipitação excede a evaporação em todas as regiões da Península Ibérica. É de notar que a região oeste da Península Ibérica possui os valores mais elevados, desta forma é possível afirmar que a região oeste se constitui como um sumidouro preponderante de vapor de água. O comportamento durante os três meses de Verão é totalmente diferente: a região norte constitui-se com um sumidouro de vapor de água, enquanto que a região sul/sudeste da Península Ibérica comporta-se como uma fonte de vapor de água. A existência de regiões divergentes sobre os oceanos é facilmente compreensível pelo facto da existência inesgotável de água para ocorrência de evaporação, no entanto, quando esta situação ocorre sobre a superfície dos continentes (terra), é provável que exista um “fluxo” de água de regiões menos áridas de forma a compensar o excesso de evaporação (Starr e Peixoto, 1958). As regiões em que predomina a convergência têm que possuir um dispositivo natural que permita dispor do excesso da água da precipitação. Nos continentes é constituído pela rede hidrográfica e, portanto, as regiões de convergência devem coincidir com as bacias de alimentação dos grandes rios (Peixoto, 1979).

5 Variabilidade da divergência do vapor de água

No primeiro Capítulo, na secção 1.4, foi mencionada a utilização de uma análise de Componentes Principais (PCA). Esta técnica baseia-se no cálculo dos autovectores e autovalores da matriz covariância. Normalmente, em meteorologia esta análise tem como principal propósito: reduzir um conjunto de dados contendo um grande número de variáveis num conjunto contendo um menor número de novas variáveis. Estas, por sua vez, devem representar uma grande fracção da variabilidade contida nos dados originais. Os pontos da grelha próximos possuem uma correlação no espaço, a qual poderá ser representada por um padrão com uma certa característica no tempo. Assim, a PCA pode trazer grande “*insight*” sobre variações que os campos meteorológicos exibem, tanto no tempo quanto no espaço. Finalmente, a aplicação deste método permite investigar a existência de relação entre os campos meteorológicos e os padrões dominantes de variabilidade na atmosfera, obtendo uma correlação entre os índices teleconectivos e as Componentes Principais (elementos do novo vector). Na Tabela I e nas Figuras 5.1.1a, 5.1.1b e 5.1.1c ilustram-se os resultados adquiridos da PCA aplicada à matriz da divergência do vapor de água para as condições médias mensais.

5.1 Variabilidade espacial da divergência do vapor de água

A rotação²⁰ das Funções Empíricas Ortogonais facilitou a interpretação dos resultados, e permitiu reconhecer as regiões com semelhante variabilidade da divergência de vapor de água. Assim, para a divergência mensal do vapor de água a primeira componente explica 75.6% da variância total (Tabela I), onde está representada pelo padrão EOF1 na Figura 5.1.1a. Este primeiro padrão apresenta valores positivos sobre toda a Península Ibérica, dos quais os mais elevados estão localizados na região sul, ou seja, esta componente representa a variabilidade da divergência do vapor de água sobre esta região da Península. A segunda componente explica 11.9% da variância total (Tabela I), está representada pelo padrão EOF2 da Figura 5.1.1b. Igualmente esta componente apresenta valores positivos sobre toda a Península Ibérica, mas os valores mais elevados estão localizados nas regiões norte/noroeste. Num estudo sobre a variabilidade anual da precipitação na Península Ibérica ainda que em diferentes componentes, Rodríguez-Puebla et al. (1998) obtiveram padrões semelhantes: no

²⁰ O principal objectivo da rotação é: (1) atenuar as limitações das EOFs, nomeadamente a ortogonalidade/falta de correlação entre EOFs/PC, dependência do domínio nos padrões EOFs (2) obter estruturas simples e (3) ser capaz de interpretar fisicamente os padrões obtidos.

primeiro padrão espacial era possível visualizar que os valores mais elevados estavam situados na região noroeste da Península, enquanto que no segundo padrão os valores mais elevados estavam situados nas regiões sul/sudoeste da Península Ibérica. Finalmente, a terceira componente explica 3.6% da variância total (Tabela I), representada na Figura 5.1.1c. Os valores mais elevados estão localizados na região central da Península Ibérica, entre as latitudes 39°N e 42°N. Os resultados da variabilidade espacial da divergência do vapor de água, obtidos através do método PCA indicaram-nos a existência de três regiões com variância significativa, isto é, as regiões norte, sul e centro da Península Ibérica possuem dissemelhantes variabilidades espaciais de divergência do vapor de água.

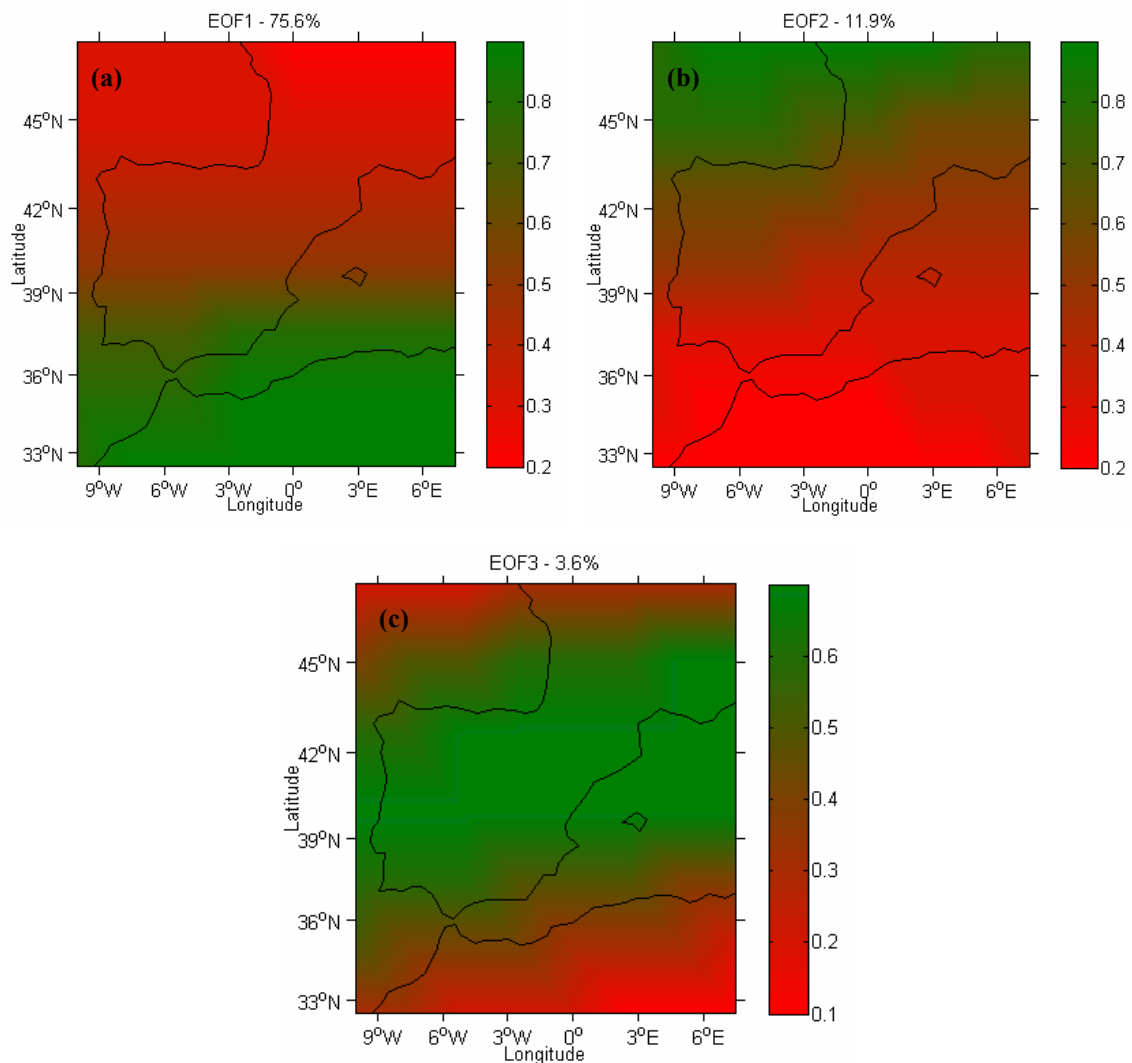


Figura 5.1.1: Funções Ortogonais Empíricas da divergência mensal do vapor de água: (a) EOF1; (b) EOF2 (c) EOF3.

Tabela I. Valores Próprios, Percentagem Variância Total, Valores Próprios Total Acumulada e Percentagem Total Acumulada da divergência do vapor de água obtidos pelo método de análise em Componentes Principais

	Valores Próprios	Percentagem Variância Total	Valores Próprios Total Acumulada	Percentagem Total Acumulada
EOF1	42,3	75,6	42,3	76
EOF2	6,7	11,9	49,0	88
EOF3	2,0	3,6	51,0	91

5.2 Os índices teleconectivos

A interpretação do comportamento dos modos de circulação atmosférica e da variabilidade climática é verdadeiramente um dos factores mais importantes para a compreensão das “flutuações” climáticas, o método PCA permite a decomposição em padrões espaciais e em coeficientes temporais (séries temporais que descrevem a evolução do modo espacial), sendo assim possível correlacionar os padrões espaciais anteriormente obtidos com alguns dos importantes padrões de circulação de larga escala (normalmente são chamados padrões teleconectivos²¹). Os padrões de circulação escolhidos foram os seguintes: (a) North Atlantic Oscillation (NAO) que consiste num dipolo, com centro localizado sobre a Gronelândia e o outro de sinal oposto entre as latitudes de 35°N e 40°N no Atlântico. A fase positiva da NAO, durante os meses de Inverno, revela-se por um aumento na diferença de pressão entre os dipolos. Por consequência, tempestades vindas de nordeste que atravessam o Atlântico são fortes e mais numerosas, causando Invernos húmidos e quentes no nordeste da Europa, e mais secos do que é esperado na região sul. A fase negativa resulta de uma diminuição do gradiente de pressão entre os dipolos, resultando durante os meses de Inverno em tempestades pouco numerosas e menos intensas atravessando a Europa. Os ventos resultantes possuem uma direcção orientada a sul e transportam, assim, ar quente e húmido para a bacia mediterrânica. Ar frio vindo do norte e de leste pode, assim, atingir o norte da Europa. (b) O padrão West Pacific Pattern (WP) consiste num dipolo (norte-sul) com um centro sobre a península de Kamchatka²² e outro, de sinal oposto, estendendo-se sobre as regiões sudeste da Ásia e oeste do Pacífico. Normalmente este padrão está presente durante todos os meses do ano, ainda que durante o Verão e no Outono compareça um terceiro centro sobre o Alaska e o mar de

²¹ O termo teleconectivo refere-se a padrões de pressão e de anomalias de circulação de larga escala, com carácter repetido e persistente que alcançam vastas áreas geográficas.

²² Península com cerca de 1.250 km² localizada na região oriental da Rússia.

Beauford²³, de sinal oposto ao situado sobre a região subtropical do Pacífico. (c) Outro importante padrão é o East Atlantic/West Russia Pattern (EA/WR), que durante os meses de Inverno exhibe dois centros situados: um sobre o mar Cáspio e outro na região ocidental Europeia. Durante o Outono e Primavera, este padrão consiste num dipolo com sinais opostos situados sobre a região oeste/noroeste da Rússia e no noroeste do continente Europeu. Normalmente, durante a Primavera um terceiro centro (de igual sinal ao centro situado na Rússia) situa-se próximo da costa portuguesa. (d) Finalmente o padrão Scandinavia Pattern (SCAND) que consiste num centro sobre a Escandinávia, e outros dois centros, de sinal oposto, situados sobre a Europa e a Mongólia/China ocidental. Normalmente este centro está presente durante todos os meses do ano com excepção dos meses de Junho e de Julho.

Tabela II: Coeficientes de correlação entre PCs da divergência do vapor de água e os índices teleconectivos (médias trimestrais)

			Mar	Abr	Mai	Abr	Mai	Jun	Fev	Mar	Abr	Jul	Ago	Set	Ago	Set	Out
			WP			EA / WR			WP			NAO			EA / WR		
Mar	Abr	Mai	-0,57			-			-			-			-		
PC2																	
Abr	Mai	Jun	-			-0,64			-			-			-		
PC1																	
Abr	Mai	Jun	-			-			0,62			-			-		
PC3																	
Out	Nov	Dez	-			-			-			0,73			-		
PC2																	
Out	Nov	Dez	-			-			-			-			0,65		
PC1																	

5.3 Interpretação dos modos temporais e espaciais

Os três coeficientes temporais apresentaram correlações significativas com os padrões teleconectivos NAO, WP e AE/WR. Nenhum dos três coeficientes temporais apresentou interdependência com o índice SCAN. A primeira componente principal (série temporal, PC1, que descreve a evolução do padrão EOF1) apresentou correlação com o índice EA/WR (Tabela II). Nas Figuras 5.2.1a e 5.2.1b é possível constatar que os meses de Abril, Maio e Junho da PC1 e do índice AE/WR estão negativamente correlacionados, enquanto que os meses de Outubro, Novembro e Dezembro possuem correlação positiva com os meses de

²³ Situado a norte dos territórios do Noroeste e de Yukon (províncias do Canadá) e do Alaska.

Agosto, Setembro e Outubro do padrão de circulação EA/WR. A segunda componente principal (série temporal, PC2, que descreve a evolução do padrão EOF2) manifestou duas correlações significativas com os padrões teleconectivos WP e NAO (Tabela II). Com a inspecção da Figura 5.2.2a é possível verificar que os meses de Março, Abril e Maio da PC2 e do índice WP estão negativamente correlacionados. Na Figura 5.2.2b os meses de Outubro, Novembro e Dezembro da segunda componente estão correlacionados positivamente com os meses de Julho, Agosto e Setembro do padrão de circulação NAO. A série temporal PC3 indicou: estar correlacionada significativamente com o padrão WP (Tabela II). Na visualização da Figura 5.2.3 é notório que os meses de Abril, Maio e Junho da PC3 estão correlacionados positivamente com os meses de Fevereiro, Março e Abril do índice WP.

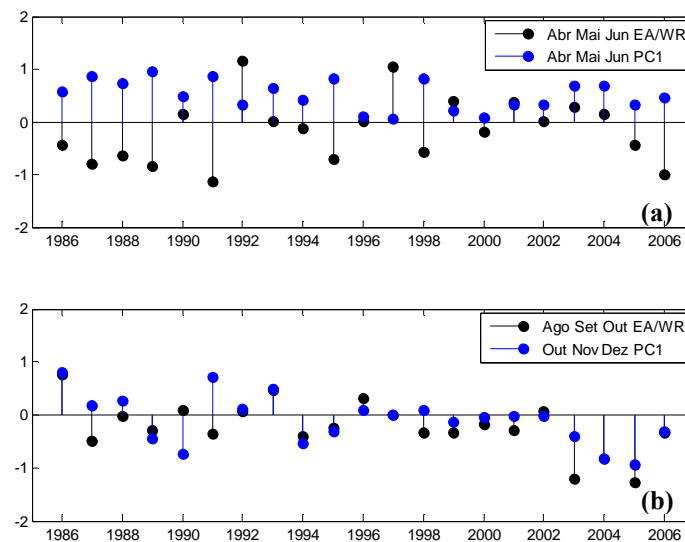


Figura 5.2.1: Variabilidade anual da média trimestral do padrão teleconectivo EA/WR e coeficiente temporal PC1.

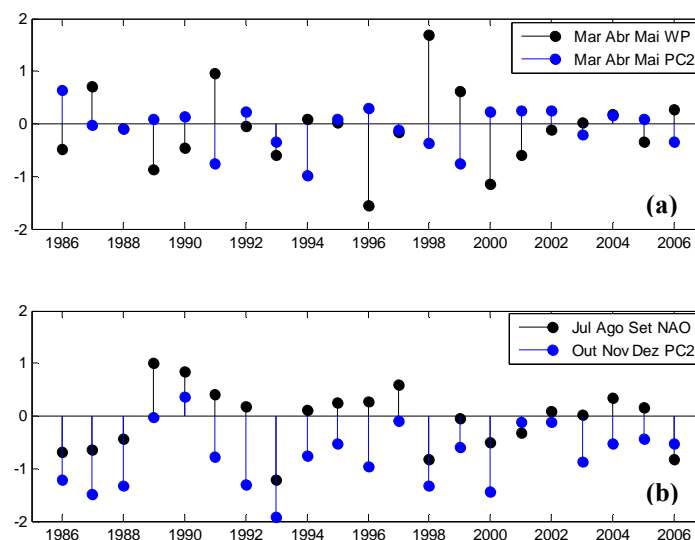


Figura 5.2.2: Variabilidade anual da média trimestral do padrão teleconectivo WP, NAO e coeficiente temporal PC2.

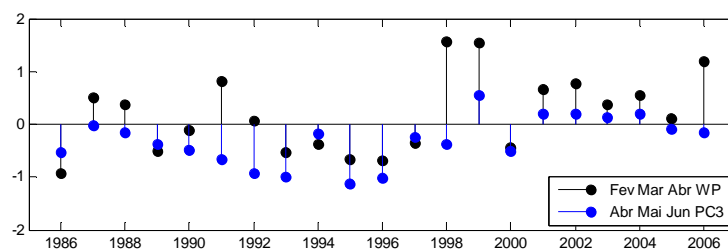


Figura 5.2.3: Variabilidade anual da média trimestral do padrão teleconectivo WP e coeficiente temporal PC3.

No intenção de explicar e compreender a variabilidade da divergência mensal do vapor de água, os padrões obtidos na secção 5.1 e respectivas correlações. Foram discutidas três hipóteses: (a) o primeiro padrão (EOF1 Figura 5.1.1a) apresentou uma interdependência com os meses da fase positiva do padrão teleconectivo EA/WR. A fase positiva deste padrão é normalmente associada a anomalias de pressão localizadas sobre a Europa e região noroeste da China. Como consequência, os meses de Primavera do padrão EOF1 estão influenciados pelo aumento de temperatura na região norte da Península Ibérica, e o Inverno é extremamente influenciado pelo aumento de temperatura e precipitação durante a fase positiva que ocorre durante o mês de Outubro. (b) As estações de Inverno e Primavera do segundo padrão espacial (EOF2 Figura 5.1.1b) estão correlacionadas com diferentes padrões de circulação. Na Primavera, este segundo padrão está correlacionado com a fase positiva do padrão WP que ocorre no mês de Abril, e que normalmente ocasiona uma diminuição da quantidade de precipitação na região sul da Península Ibérica. Durante o Inverno, a fase positiva da NAO suscita um aumento na diferença de pressão entre os dipolos, resultando normalmente numa diminuição da quantidade de precipitação nas regiões oeste/noroeste da Península. (c) O último padrão (EOF3 Figura 5.1.1c) é influenciado apenas pelo padrão WP. Durante os meses de Primavera este padrão está relacionado com a fase positiva do padrão WP, que durante os meses de Abril suscita uma diminuição da quantidade de precipitação na região sul da Península Ibérica. Para terminar é conveniente afirmar que a variabilidade não está sujeita apenas aos padrões de circulação geral, porque há, seguramente, dependência da orografia e da proximidade aos oceanos (Trigo e DaCamara, 2000). Para pôr fim a esta secção é proveitoso mencionar alguns resultados que possam corroborar com o que foi escrito anteriormente. Para toda a região da Península Ibérica, Rodó et al. (1997) e Rodríguez-Puebla et al. (1998), evidenciaram a existência de uma interdependência entre a quantidade de precipitação anual e o padrão de circulação North Atlantic Oscillation. Analogamente, Rodríguez-Puebla et al. (1998) obteve uma expressiva correlação entre o mês de Abril do

padrão de circulação East Atlantic e a quantidade de precipitação observada. A variabilidade da precipitação no noroeste da Península Ibérica segundo Niet et al. (2004) está relacionada com o padrão de circulação East Atlantic/West Russia Pattern. Rodríguez-Puebla et al. (2004) declara com firmeza que os índices que influenciam a quantidade de precipitação durante o Inverno é: East Atlantic/West Russia Pattern e o North Atlantic Oscillation.

6 Conclusões

Neste trabalho foi realizado um estudo sobre a dinâmica e variabilidade do vapor de água na Península Ibérica. Os resultados obtidos podem ser sumariados da seguinte forma: (1) o ramo aéreo do Ciclo Hidrológico é governado pelos fluxos de humidade provenientes dos centros de acção situados sobre o Mediterrâneo e Atlântico. (2) Seguramente, a diferença sazonal na temperatura à superfície é a principal causadora do aumento da quantidade de vapor de água na atmosfera. Em média, durante os três meses de Verão, a quantidade de vapor de água na atmosfera ultrapassa o dobro da quantidade dos meses de Inverno. (3) Alguns hidrólogos da antiguidade clássica admitiam, erradamente, que a maior parte da água da precipitação sobre os continentes provinha, directamente, da humidade resultante da evapotranspiração “*in situ*”. Minimizavam, portanto, o fluxo da componente água na atmosfera. A distribuição média (vertical e anual) do transporte do vapor de água, evidenciou que a Península Ibérica, é sujeita a um transporte de humidade bastante complexo: de oeste para leste, mas, ao mesmo tempo, nas regiões próximas dos oceanos (litoral Atlântico e Mediterrâneo) existe um fluxo de humidade de norte para sul. (4) A quantidade de precipitação acumulada, como era de esperar, excede a evaporação em todas as regiões da Península Ibérica nos meses de Inverno. (5) O comportamento da divergência do vapor de água era, de certa forma, o esperado: nos meses de Verão a região noroeste da Península Ibérica comporta-se como um sumidouro (divergência negativa) de vapor de água, enquanto que na região sul, devido à proximidade do Deserto do Saara, o seu comportamento é semelhante a uma fonte de vapor de água (divergência positiva). Durante os três meses de Inverno a divergência do vapor de água em média é sempre negativa, ou seja, no Inverno a quantidade de precipitação acumulada excede a evaporação. (6) A variabilidade da divergência mensal do vapor de água foi estudada pela análise de Componentes Principais, a qual subdividiu a Península Ibérica em três regiões com variabilidade análoga. Os padrões de divergência do vapor de água estão representados pelas três primeiras componentes principais, os quais descrevem 91.0% da variância total. O primeiro modo representa a variabilidade da divergência do vapor de água na região norte da Península Ibérica, enquanto que a segunda componente caracteriza a região sul da Península. O terceiro modo, com uma variância de 3.6%, descreve a variabilidade espacial e temporal nas regiões centrais da Península Ibérica. (7) A primeira componente principal (PC1), que representa a variabilidade da divergência do vapor de água na região norte da Península, está significativamente correlacionada com o padrão teleconectivo EA/WR. (8) A variabilidade da

divergência do vapor de água na região sul da Península Ibérica, representada pela segunda componente principal (PC2), está correlacionada positivamente e negativamente com os índices NAO e WP, respectivamente. (9) A terceira componente principal (PC3) apresentou correlação apenas com o padrão de circulação WP. A abordagem desta temática apresentada nesta dissertação, deve ser considerada com um ponto de partida para a realização de novos estudos, que virão a somar esforços no entendimento da dinâmica e variabilidade do vapor de água na atmosfera. Para finalizar podemos afirmar que estes três modos de circulação na atmosfera, são necessários para explicar e perceber a estrutura da variabilidade da divergência mensal do vapor água sobre a Península Ibérica.

Errata

Método de análise em componentes principais

(página 2)

. *onde se lê* «aplicado aos dados provenientes do NCEP-NCAR Reanalysis o método de análise em Componentes Principais, de forma», *leia-se* «aplicado o método de análise em Componentes Principais aos dados provenientes do NCEP-NCAR Reanalysis, de forma»

Figura 3.3.3

(página 21)

. *onde se lê* «Médias zonais de $[Q\lambda]$ para os períodos considerados, em kg/m/s. Período anual a preto», *leia-se* «Médias zonais de $[Q\lambda]$ para os períodos considerados, em kg/m/s. Período anual a preto»

O transporte zonal e meridional de vapor de água

(página 29)

. *onde se lê* «O transporte zonal e meridional de vapor de água (média vertical e anual) na Península Ibérica», *leia-se* «O transporte zonal e meridional de vapor de água (média vertical anual integrada desde os níveis de pressão 1000 a 300mb) na Península Ibérica»

Variabilidade da divergência

(página 33)

. *onde se lê* «Normalmente, em meteorologia esta análise tem como principal propósito: reduzir um conjunto de dados contendo um grande número de variáveis num conjunto contendo um menor número de novas variáveis», *leia-se* «Normalmente, em meteorologia esta análise tem como principal propósito reduzir um conjunto de dados contendo um grande número de variáveis para um conjunto contendo um menor número de novas variáveis»

(página 33)

. *onde se lê* «a aplicação deste método permite investigar a existência de relação entre os campos meteorológicos e os padrões dominantes de variabilidade na atmosfera», *leia-se* «a adaptação deste método com processos de correlação permite investigar a existência de relação entre os campos meteorológicos e os padrões dominantes de variabilidade na atmosfera»

Interpretação dos modos temporais e espaciais

(página 36)

. *onde se lê* «A segunda componente principal (série temporal, PC2, que descreve a evolução do padrão EOF2) manifestou duas correlações significativas com os padrões teleconectivos WP e NAO», *leia-se* «A segunda componente principal (série temporal, PC2, que descreve a evolução do padrão EOF2) está correlacionada significativamente com os padrões teleconectivos WP e NAO»

Figura 4.2.2
(página 30)

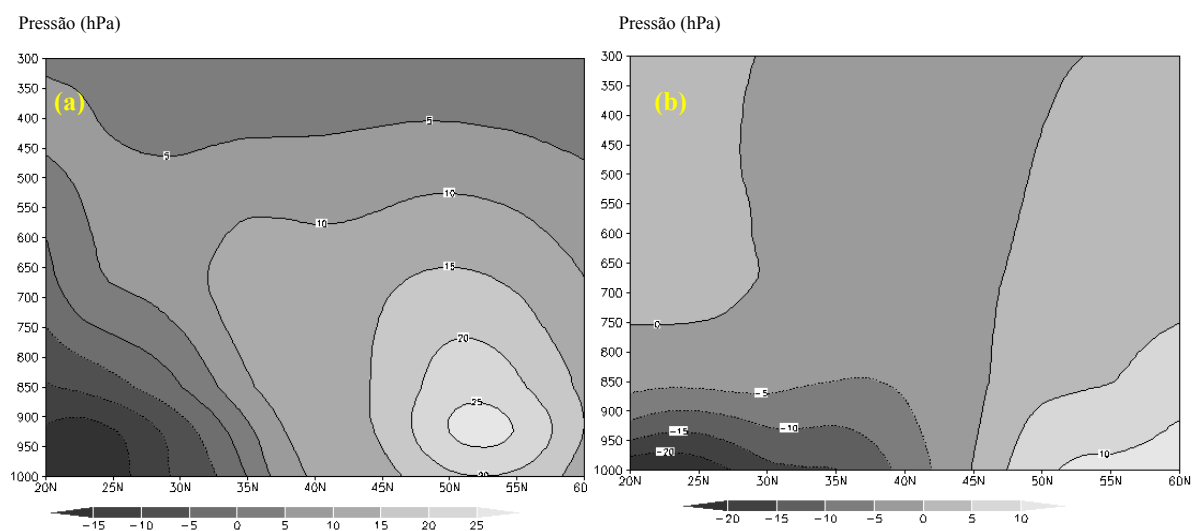
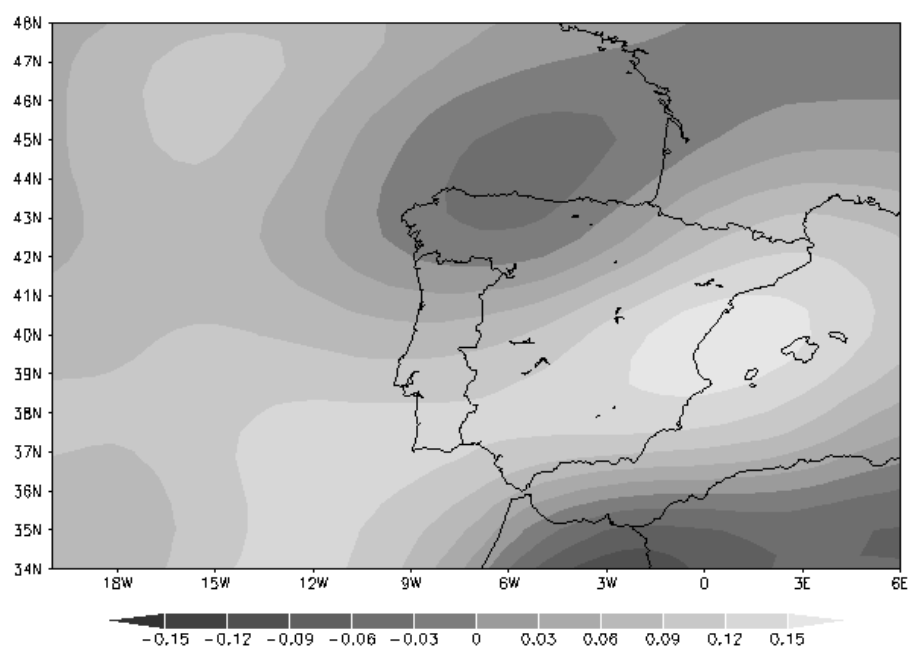


Figura 4.2.3
(página 31)



7 Bibliografia

- Agirre J, Fernández J, Calvo E. 2004. Variabilidad invernal de los transportes verticalmente integrados de humedad sobre la Península Ibérica e influencias Atlánticas. *Física de la Tierra* **16**: 127-136.
- Atchley WR, Bryant EH (eds). 1975. *Multivariate Statistical Methods: Among-Groups Covariation*. Dowden, Hutchinson and Ross: Stroudsburg.
- Bernabé A.C. 2006. *Clasificación climática de Thornthwaite para España obtenida mediante técnicas SIG*. Instituto Nacional de Meteorología. Madrid, España
- Brown MW. 1968. A comparison of factor analytic technique. *Psychometrika* **33**: 267–334.
- Caramelo L, Orgaz M. 2007. A study of precipitation variability in the Duero Basin. *International Journal of Climatology* **27**: 327-339.
- Cattell RB. 1966. The scree test for the number of factors. *Multivariate Behavioral Research* **1**: 245–276.
- Castro M, Lorenzo N, Taboada J J, Sarmiento M, Alvarez I, Gesteira G M. 2006. Influence of Teleconnection patterns on precipitation variability and on river flow regimes in the Miño basin. *Climate Research* **32**: 63-73.
- Lencastre, A e Franco, F M. 2006. *Lições de Hidrologia*, Fundação FCT, Lisboa, 452 pp
- Miranda PA, Dutra E, Viterbo P. 2008. *Aplicações hidrológicas da reanálise ERA-40 na Península Ibérica*. Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa. Instituto de Meteorologia. Lisboa, Portugal
- Nieto S, Frías MD, Rodríguez-Puebla C. 2004. Assessing two different climatic models and the NCEP-NCAR reanalysis data for description of winter precipitation in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology* **24**: 361–376.
- Peixoto J P. 1973. Atmospheric vapor flux computations for hydrological purposes. *WMO Publ.* **357** Geneva, Switzerland, 83 pp.
- Peixoto J P, Kettani M A. 1973. The control of water cycle. *Sci. Am.* **228**: 46-61
- Peixoto J P, Oort A H, 1983: *The atmospheric branch of the hydrological cycle and climate*. Variations of the Global Water Budget. Reidel. London, pp 5-65.
- Peixoto J P, Oort A H. 1992. *Physics of Climate*. American Institute of Physics, New York, 520 pp.
- Peixoto J P. 1979. O ciclo da água em escala global. *Comissão Nacional de Ambiente*, Lisboa, 92p.
- Richman MB. 1986. Rotation of principal components. *Journal of Climatology* **6**: 293–335.
- Rodó X, Baerdt E, Comin FA. 1997. Variations in seasonal rainfall in Southern Europe during present century: relationships with the North Atlantic Oscillation and the El Niño-Southern Oscillation. *Climate Dynamics* **13**: 275–284.

- Rodrigo FS, Esteban-Parra MJ, Pozo-Vásquez D, Castro Díez Y. 2000. Rainfall variability in southern Spain on decadal to centennial time scales. *International Journal of Climatology* **20**: 721–732.
- Rodríguez-Puebla C, Encinas AH, Saénz J. 2001. Winter precipitation over the Iberian Peninsula and its relationships to circulation indices. *Hydrology and Earth System Sciences* **53**: 233–244.
- Rodríguez-Puebla C, Encinas AH, Nieto S, Garmendia J. 1998. Spatial and temporal patterns of annual precipitation variability over the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology* **18**: 299–316.
- Rodríguez-Puebla C, Nieto S, Saénz J, Zubillaga J. 1999. Influences of teleconnection indices on Iberian Peninsula precipitation. In *Proceedings of 8th Conference on Climate Variations*. American Society: Denver, Co, USA; 129–132.
- Tomé R. António. 1997. *Balanços globais e regionais de Entropia, de Energia e de Massa da Atmosfera. Contribuição para o estudo do clima do Mediterrâneo*. Phd thesis. Universidade da Beira Interior. Departamento de Física. Covilhã.
- Trigo RM, DaCamara C. 2000. Circulation Weather Types and their influence on the precipitation regime in Portugal. *International Journal of Climatology* **20**: 1559–1581.
- Von Storch H. 1995. *Spatial Patterns: EOFs and C.C.A, Analysis of Climate Variability Precipitation*. Springer-Verlag: Berlin; 227–257.
- Von Storch H, Zwiers HW. 1999. *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press: Cambridge.
- Starr, V.P. & Peixoto, J.P., 1958: *On the global balance of water vapor and the hydrology of deserts*. *Tellus*, **10**, 189 – 154.
- Zhou J, Lau KM. 2001. Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. *International Journal of Climatology* **21**: 1623–1644.
- Zorita E, Kharin V, Storch H. 1992. The Atmospheric circulation and sea surface temperature in the North Atlantic area in winter: their interaction and relevance for Iberian precipitation. *Journal of Climate* **5**: 1097–1107.
- Zorita E, Hughes JP, Lettemaier DP, von Storch H. 1995. Stochastic characterization of regional circulation patterns for climate model diagnosis and estimation of local precipitation. *Journal of Climatology* **8**: 1023–1042.